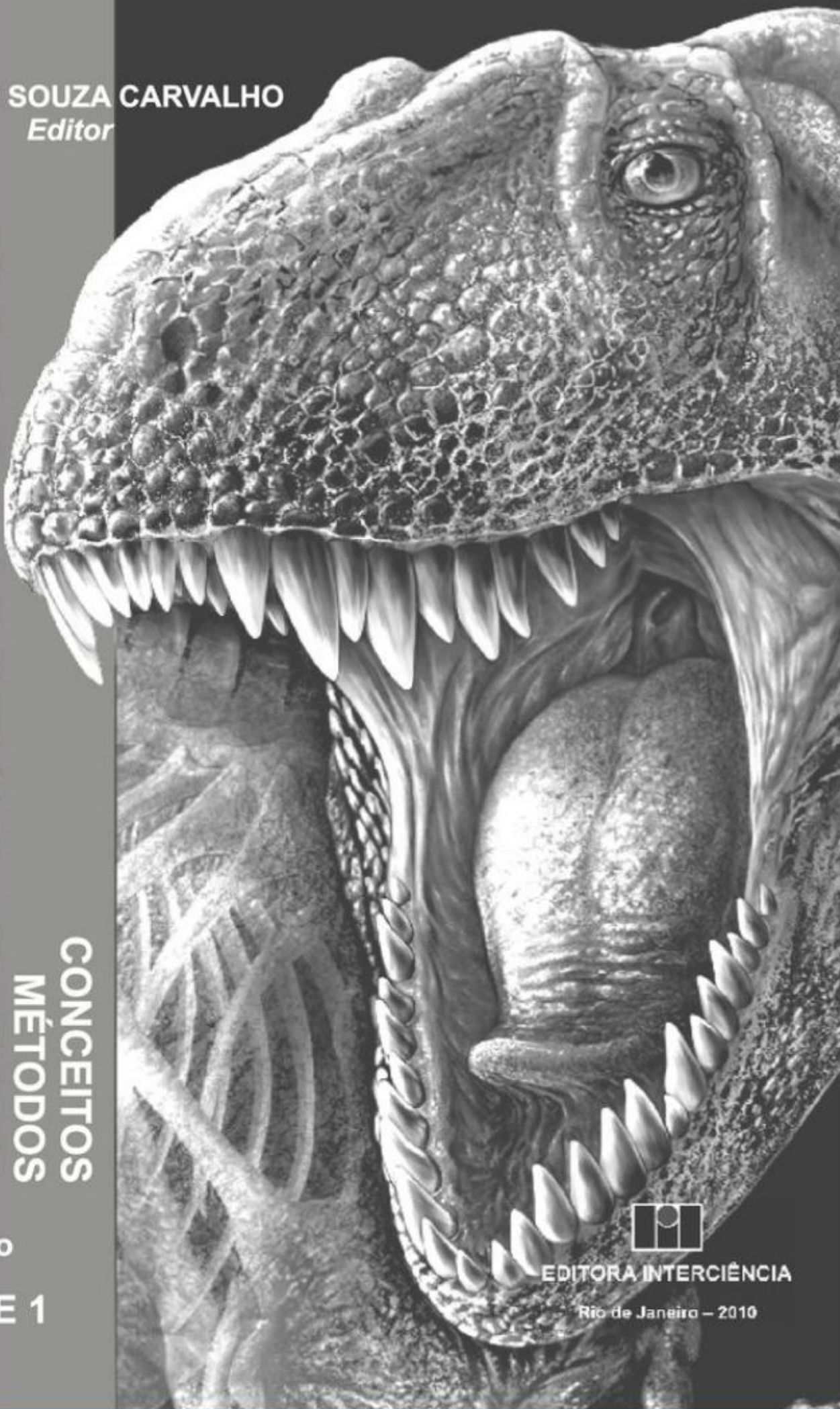
ISMAR DE SOUZA CARVALHO
Editor
PALEONTOLOGIA
CONCEITOS
MÉTODOS
3ª edição
VOLUME 1
EDITORA INTERCIÊNCIA

PALEONTOLOGIA

CONCEITOS
MÉTODOS

3ª edição

VOLUME 1

Diagramação: Vera Barros

Revisão Ortográfica: Maria Paula da M. Ribeiro
Maria Angélica V. de Mello

Ilustração da Capa e *Design*: Fernando Correia (www.efecorreia-artstudio.com)

Tiragem: 3.000 exemplares

CIP-Brasil. Catalogação-na-Fonte
Sindicato Nacional dos Editores de Livros, RJ

P184
3ª ed.
v.1

Paleontologia: conceitos e métodos, volume 1/editor, Ismar de Souza Carvalho. – 3ª ed. – Rio de Janeiro: Interciência, 2010.

756p.

Inclui bibliografia

ISBN 978-85-7193-224-1

1. Paleontologia. I. Carvalho, Ismar de Souza.

10-2316. CDD: 560
CDU: 56

www.editorainterciencia.com.br

Editora Interciência Ltda.
Rua Verna Magalhães, 66 – Engenho Novo
Rio de Janeiro – RJ – 20710-290
Tels.: (21) 2581-9378 / 2241-6916 – Fax: (21) 2501-4760
e-mail: vendas@editorainterciencia.com.br

Impresso no Brasil – *Printed in Brazil*

Agradecimentos

O fomento à pesquisa de instituições, como a Fundação Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado do Rio Grande do Sul (FAPERGS), Fundação Carlos Chagas Filho de Amparo à Pesquisa do Estado do Rio de Janeiro (FAPERJ), Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP), Serviço Geológico do Brasil (CPRM) e Fundação Universitária José Bonifácio (FUJB), possibilitou muitos dos resultados e informações científicas aqui apresentados.

Foi de grande importância, também, a colaboração do Prof. Leonardo Borghi (UFRJ) e do Dr. Edison José Milani (PETROBRAS) na publicação da obra.

A autora do **capítulo 2** agradece a Cândido Simões Ferreira e a Maria Eugênia de Carvalho Marchesini Santos. O autor do **capítulo 5** agradece a Cláudia Maria Magalhães Ribeiro, Jarbas Guzzo, Marcondes Lima da Costa, Mitsuru Arai, Paulo Machado Brito, Paulo Roberto de Figueiredo Souto, Vera Maria Medina da Fonseca, Vladimir de Araújo Távora e Wagner Souza Lima. Os autores do **capítulo 9** agradecem a Ivone Purper, Gerson Fauth e Helga Winge. O autor do **capítulo 20** agradece a Alex Bezerra Ferreira, Antônio Carlos Sequeira Fernandes, Cecília Cunha Lana, Érika Leite Abranches, João Graciano Mendonça Filho, Marília da Silva Pares Regali, Mitsuru Arai, Orthrud Monika Barth, Pedro Henrique Nobre, Ricardo Maizzato, Tania Lindner Dutra e Vera Maria Medina Fonseca. As autoras do **capítulo 24** agradecem ao CNPq pelo subsídio oferecido através de Bolsa de Pesquisa, Bolsa de Doutorado e Auxílio Financeiro fornecido por Edital Universal. Os autores do **capítulo 26** agradecem a Elize Tonomura, Amâncio Paulino de Carvalho, Yugiro Roberto Kuroki, Nilton Higino K. Meira, Irno Luiz Caxtoldi, Grimário Nobre de Oliveira, Jorge Roberto Lopes Santos, Marcelo Massaharu Hatakeyama, José Eduardo Alves Pereira, Wanderson André dos Santos Pacheco, Jorge Vicente Lopes da Silva, Ramsés Capilla, Deise Dias Henriques e a pesquisadores do Setor de Paleovertebrados do Museu Nacional/UFRJ, Centro de Diagnóstico por Imagem (CDPI), Hospital Central do Exército (HCE), Hospital Clementino Fraga Filho (HCFF) da Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto Nacional de Tecnologia (INT) e ao Centro de Tecnologia da Informação Renato Archer (CTI) pela aquisição das imagens tomográficas, uso de softwares e pelo apoio para a produção das imagens tridimensionais e prototipagem. O autor do **capítulo 28** expressa o seu agradecimento, pelo apoio e/ou cedência de imagens, às seguintes entidades e pessoas: Museu Mineralógico e Geológico, Seção do Museu de História Natural e Biblioteca do Departamento de Geologia da Faculdade Ciências e Tecnologia da Universidade de Coimbra; Biblioteca Nacional de Portugal, GEAL, Museu da Lourinhã; The Field Museum, Chicago, USA; Yale Peabody Museum of Natural History, USA; Carlos Papoilo, Claus Larsen, Guida Casella, Jeannet Ruegg, Marcos Oliveira, Mário Estevens, Sarah Williamson, Simão Mateus, Xavier Macpherson e Velizar Simeonovski. Um obrigado muito particular para Rhoda Knight Kalt, neta do grande Charles Knight, e o excelso John Sibbick. Os autores do **capítulo 29** agradecem a Jorge Luiz Lopes, José Claudio dos Santos, Marcelo Cabral, Marcio Fidelson Menezes Gomes, Simone Carolina S. e Silva. A autora do **capítulo 31** agradece ao CNPq/Proantar, pelo apoio às atividades de campo na Antártica e a UNISINOS (Universidade do Vale do Rio dos Sinos) pela infraestrutura e apoio às pesquisas.

Por fim, agradecem à UFRJ – Universidade Federal do Rio de Janeiro, pela ambiência e pelo estímulo intelectual na elaboração do livro.

Apresentação

A Paleontologia, ciência dedicada ao estudo dos diferentes organismos que habitaram a Terra no transcorrer do tempo geológico, mostra-se como uma área de conhecimento diversificada e com diferentes interfaces com outras ciências. Envolve, assim, conhecimentos advindos da Geologia, Biologia, Física, Química e Matemática, que conjugadas possibilitam uma compreensão integrada dos eventos e fenômenos que resultaram nas transformações ambientais e da biota durante a história geológica de nosso planeta.

Desde o surgimento da vida na Terra, as adaptações, transformações e inovações demonstradas pelos organismos evidenciam-nos fenômenos e uma temporalidade que em muito transcende a dimensão da existência humana, marcada pelo surgimento e desaparecimento de continentes, bem como catástrofes ecológicas que levaram à extinção incontáveis espécies animais e vegetais. A presente edição do livro *Paleontologia* apresenta os diversos grupos que existiram nos últimos 3,8 bilhões de anos, bem como os contextos geológico e paleobiológico em que se inseriam.

Este livro conta-nos a instigante história geológica da vida. Trata-se de uma obra destinada a todos aqueles que desejam ampliar seus conhecimentos sobre a diversidade e as transformações pelas quais passou o mundo orgânico no decurso do tempo profundo.

PALEONTOLOGIA (3ª edição) encontra-se dividido em três volumes. O primeiro abrange os conceitos e métodos para o estudo dos fósseis. No segundo volume encontram-se aspectos relativos aos Paleoinvertebrados e Microfósseis. Já o terceiro volume apresenta os Paleovertebrados e a Paleobotânica.

No âmbito do primeiro volume estão os fundamentos dos estudos paleontológicos, tais como o significado dos fósseis, sua análise tafonômica e aplicação estratigráfica. Também são abordados temas como fósseis químicos, teorias evolutivas, causas das extinções, paleoecologia, paleobiogeografia e a origem das formas mais primitivas de vida, análise dos procedimentos para a curadoria paleontológica e jazigos fossilíferos. A curadoria analisa aspectos como a guarda e a manutenção de coleções de fósseis, métodos tradicionais e digitais de preparação e estudo de microfósseis e macrofósseis, bem como a confecção de réplicas. Os jazigos fossilíferos abrangem temas relativos ao Brasil, Portugal e países africanos de língua portuguesa, visando a uma maior integração dos membros da comunidade lusófona. No segundo volume são analisados vários filos de invertebrados, tais como os anelídeos, briozoários, braquiópodes, moluscos, cnidários, artrópodes e equinodermas, e sua utilização na paleoecologia. Já os microfósseis e palinoformos são enfatizados quanto à sua aplicação bioestratigráfica e uso na interpretação paleoambiental. O último volume apresenta uma abordagem dos vertebrados e vegetais existentes no registro geológico e de suas aplicações em paleoecologia, paleogeografia e paleoclimatologia.

A obra *PALEONTOLOGIA* é um esforço coletivo de grande número de renomados geocientistas do Brasil e de Portugal, dedicada à qualificação de todos os interessados na compreensão dos aspectos da história geológica da vida.

Editor

Prefácio

Em um País como o Brasil, onde a ciência avança por espasmos, testemunhar a publicação da terceira edição da obra *Paleontologia* é altamente auspicioso. Organizar o conhecimento consome tempo e demanda recursos, requer persistência e dedicação. Sob a coordenação do Doutor Ismar de Souza Carvalho, que mobilizou um representativo grupo de especialistas em torno deste projeto, o conteúdo do livro – agora apresentado em três volumes – vem sendo permanentemente revisto e ampliado nos dez anos que se passaram desde a primeira edição. Seguramente, *Paleontologia* é a principal referência para o ensino desta disciplina em diversos níveis do sistema educacional brasileiro na atualidade, e uma fonte de divulgação dessa vertente das Geociências junto ao público não especialista. Se o utilizarmos como indicador da pujança deste ramo das Ciências da Terra, há que se celebrar a presente edição da obra.

Consagrados como protagonistas da fantasia *hollywoodiana*, os gigantescos répteis mesozoicos constituem ícones popularizados de uma atividade que se desenvolve em múltiplas escalas de observação. Na essência de sua abordagem de trabalho, qualquer que seja o grupo fóssil em análise, a Paleontologia constitui nosso elo mais tangível de ligação com o passado da Terra, e isso ultrapassa o significado frio de um achado científico: os fósseis são capazes de nos emocionar, sejamos cientistas ou leigos frequentadores de cinema. Ao evidenciar a presença de espécimes fósseis nas seções sedimentares em estudo, o pesquisador depara-se não apenas com restos da vida pretérita em nosso planeta: associam-se a eles um grande número de preciosas informações diretas e indiretas sobre as condições geológicas vigentes no passado. Fortalecidas pela interação com outros ramos geocientíficos, das observações paleontológicas decorrem interpretações sobre o paleoclima, a paleobatimetria, o paleoambiente deposicional entre outras, cujo entendimento é requisito fundamental a um consistente relato da evolução dos sistemas geológicos da Terra.

Tais premissas de estudo alcançam para muito além de uma abordagem puramente acadêmica. Inseridas no fluxo de trabalho da indústria do petróleo, por exemplo, as técnicas da Bioestratigrafia empregando microfósseis provêem indispensável suporte ao processo de investigação exploratória e aos estudos de reservatórios petrolíferos. Atuando em cooperação com outras disciplinas no âmbito da Geologia do Petróleo, tais como a Geoquímica, a Sedimentologia, a Estratigrafia e a Geofísica, resultam das investigações bioestratigráficas o posicionamento no tempo geológico das seções atravessadas por poços e a correlação estratigráfica através das bacias sedimentares. Tais técnicas são de efetivo valor no suporte à prospecção petrolífera.

Mas, se por um lado, a terceira edição de *Paleontologia* sinaliza positivamente, de outro, somos obrigados a reconhecer que, em nosso País, ainda estamos no início. Há muito a fazer no que tange ao cadastramento e à preservação dos sítios fossilíferos já identificados e no planejamento integrado da pesquisa dos cinco milhões de quilômetros quadrados de terrenos sedimentares brasileiros. Nesse particular, vislumbra-se para a Paleontologia nacional um relevante papel a desempenhar na edificação da Cronoestratigrafia do Brasil.

Com a honrosa exceção da Série do Recôncavo – resultado do trabalho de exploracionistas da Petrobras, os quais fundamentaram seu esquema

bioestratigráfico local nos ostracodes não marinhos do Eocretáceo presentes nas rochas que preenchem o rifte baiano, as demais seções sedimentares das bacias brasileiras apresentam zoneamentos referidos eminentemente a biozonas internacionais. A estratégia conveniente de importação de padrões acaba por nos cobrar um preço muito elevado junto à comunidade geocientífica mundial, que se manifesta num virtual desconhecimento das seções de referência para as diferentes sequências das bacias sedimentares brasileiras. As *chronostratigraphic charts* internacionais não consideram a existência de um registro estratigráfico particularizado em nosso País, uma vez que ajustamos e denominamos nossos intervalos rocha-tempo como Frasniano, Artinskiano, Aptiano e assim por diante. Como resultado da adoção dessa postura – talvez a única viável até agora – não angariamos as necessárias credenciais para entrar com voz ativa em uma das discussões mais fundamentais da Geologia, qual seja a da completude do registro estratigráfico. Por enquanto, teremos que continuar aceitando que as seções sedimentares mais completas e representativas localizam-se alhures, invariavelmente no Hemisfério Norte.

A edificação da Cronoestratigrafia do Brasil é um empreendimento de investigação científica que se impõe às Geociências de nosso País. Tal projeto somente será factível através de um planejamento integrado, com ampla mobilização e gestão articulada de equipes multidisciplinares, com a atuação de especialistas em Geocronologia, Geoquímica, Sedimentologia, Estratigrafia e, é claro, Paleontologia. Será mais uma das necessárias construções de longo prazo em nosso país-continente, mas com o potencial de elevação das Ciências da Terra nacionais a um patamar ainda não vivenciado de reconhecimento, independência e soberania.

Edison José Milani

Rio de Janeiro, junho de 2010

Prefácio da 2ª Edição

O livro *Paleontologia*, que ora se publica em segunda edição, marca de forma auspiciosa o início do século XXI. Já na primeira edição a qualidade do livro propiciou o interesse de estudantes de todos os tipos, dos leigos, e mesmo de paleontólogos nas outras áreas fora de suas especialidades.

A primeira edição foi primorosa pelo cuidado com que os assuntos foram abordados e pelas ilustrações que sintetizam valiosas informações sobre os grupos de fósseis estudados. Nesta segunda edição ampliou-se o leque de assuntos tratados além do rearranjo de alguns itens. A segunda edição, diferente da primeira, está saindo em dois volumes.

O primeiro volume da segunda edição contém novos capítulos em relação à primeira edição, abrangendo assuntos de grande atualidade e de interesse. A escolha destes novos capítulos foi criteriosa, como se pode verificar pelas sucintas apreciações colocadas a seguir.

a) Estratigrafia de Sequências – A sua inclusão neste livro é importante para encarecer o papel dos fósseis no reconhecimento das sequências. Como basicamente as sequências se constroem pelas variações laterais de paleoambientes, os fósseis tornam-se extremamente úteis, pois suas associações são decisivas nestas reconstruções. Nem sempre este papel dos fósseis é reconhecido.

b) Extinções – A proposição, a partir de 1980, de causas astronômicas para as chamadas extinções em massa, que seriam evidenciadas pelas anomalias de irídio nos depósitos onde foram verificadas as extinções, resultou, como corolário, a estratégia dos paleontólogos e estratígrafos, que passaram a detalhar centímetro por centímetro as camadas geológicas, contendo os fósseis situados abaixo e acima dos horizontes que testemunhariam as extinções. Passou-se a pesquisar, ainda, as causas das diferentes sensibilidades dos organismos que viveram na época das extinções que permitiram que alguns atravessassem incólumes os tempos difíceis.

c) Vida primitiva – Nas últimas décadas, ampliou-se muito o conhecimento de organismos que viveram antes de 540 milhões de anos. Conscientizou-se no meio científico que estes seres antigos já possuíam certo grau de organização diferente do que se pensava antes. Neste capítulo novo, o leitor tem noção da complexidade desta vida primitiva.

d) O conhecimento da evolução das angiospermas se reveste de grande interesse, pois as plantas com flores são as hoje predominantes nos continentes.

e) Os chamados "fósseis químicos", compostos químicos orgânicos que hoje estão conservados em certos ambientes, são importantes por fornecer informações sobre características físico-químicas dos ambientes. O valor destas informações aumenta quando estes "fósseis químicos" se encontram associados aos fósseis.

f) O capítulo sobre Palinologia, serve, nesta segunda edição, como introdução ao capítulo de Paleopalinologia.

g) Os processos de alteração *post-mortem* dos organismos, durante a fossilização (Tafonomia) que já constava da primeira edição, possuem complementação nesta segunda edição, ou seja, alterações após o soterramento final, com o capítulo "Fossildiagênese".

Os ostracodes, originalmente examinados junto com os outros crustáceos na primeira edição, são aqui reunidos aos outros microfósseis.

O segundo volume foi reservado a considerações sobre a curadoria de coleções científicas e de jazigos fossilíferos, bem como apresentações de técnicas

de separação de fósseis da matriz (i.é, de depósitos que os contêm), técnicas de tratamento de fósseis para melhorar a visibilidade de suas características morfológicas e preparação de moldes e réplicas de fósseis, em muitos casos melhorando a apresentação de suas características morfológicas.

Ao lado da exposição sobre importantes fósseis de outros países, este livro, sempre que possível, discorre sobre fósseis brasileiros.

Em suma, esta edição amplia o escopo da primeira edição, mostrando uma Paleontologia mais abrangente e, o que é mais importante, mantendo a alta qualidade de apresentação e da impressão do texto. O coordenador, os colaboradores e a editora estão de parabéns.

Setembrino Petri
Julho de 2004

Prefácio da 1ª Edição

O famoso paleontólogo de vertebrados George Gaylord Simpson, com a sua extraordinária experiência de estudioso, mas principalmente de paleontólogo explorador, escreve no seu relatório de expedições na Patagônia, *Attending Marvels*: "A caça aos fósseis é de longe o mais fascinante de todos os esportes. Nele, a gente acha incerteza, excitação e todo o arrepio do jogo de azar, sem nenhum dos aspectos negativos dele. (...) No próximo morro pode estar enterrada a grande descoberta (...). Além do mais, o caçador de fósseis não mata, ele ressuscita." Ler e estudar este manual de Paleontologia, editado por Ismar de Souza Carvalho, professor da UFRJ e presidente da Sociedade Brasileira de Paleontologia (já meu companheiro de trabalho de campo nos sertões do Nordeste), introduz os leitores a este gênero fascinante de esporte, quer eles sejam estudantes de Ciências da Terra ou de Biologia, quer estudantes de pós-graduação interessados em Paleontologia, ou mesmo pessoas letradas apaixonadas pela natureza.

A Paleontologia é importante não somente para os que estudam o mundo e a vida antigos, mas também para quem estuda os atuais; de fato não é possível entender os viventes de hoje, animais e plantas – e nem o mundo em geral – sem conhecer os viventes antigos, como eles nos são testemunhados pelos fósseis. Não é possível entender a própria espécie humana sem conhecer sua evolução. Os fósseis nos ensinam nossas origens físicas e nos colocam corretamente no conjunto da criação. Dinossauros ou foraminíferos, árvores fósseis ou diatomáceas, mamíferos ou peixes, o estudo da Paleontologia nos faz entender que todos eles são nossos parentes, irmãos de sangue e DNA.

A Paleontologia é uma ciência indispensável ao geólogo por lhe permitir resolver, muitas vezes já no campo, problemas de datação, de relacionamento entre formações rochosas, até de posição tectônica das camadas. Para um exemplo muito atual, uma pegada de dinossauro, de boa qualidade, descoberta em arenitos grossos, no passado considerados silurianos ou devonianos, permite ao geólogo modificar esta formação rochosa, na coluna estratigráfica, do Paleozoico para o Mesozoico, alterando em 200 milhões de anos, ou mais, sua datação, sem contar as vantagens que a Paleontologia, principalmente a Micropaleontologia, proporciona à prospecção de petróleo e outros hidrocarbonetos.

O livro é entendido e projetado sobretudo para os técnicos e candidatos; atualmente, porém, a Paleontologia escapou, de alguma forma, das mãos dos especialistas e virou uma paixão de massa, pelo menos no que diz respeito às formas animais mais intrigantes e gigantes, que estimulam a imaginação popular. Assim, pessoas leigas, mas cultas, também acharão interessante e até agradável a leitura e a consulta deste texto.

Apesar deste novo e mais amplo interesse pela Paleontologia, no Brasil não havia obras recentes deste tipo. A tradução de manuais estrangeiros não satisfaria a necessidade de pôr em destaque, grupo por grupo e, em geral, os fósseis brasileiros e sul-americanos, bem como contribuiria para a manutenção de uma desagradável situação de dependência cultural, já plenamente superada.

Este livro é uma obra original e extremamente interessante, surgida da colaboração de uma trintena de afirmados paleontólogos brasileiros, representantes de quase todas as universidades federais e algumas outras privadas, bem como de alguns dos principais

museus do país, especialistas cada um em cada campo. O livro abrange, então, a experiência de muita gente, quer experiência de campo e de laboratório, quer experiência didática de um grande número de docentes em cursos de graduação e pós-graduação nas diferentes regiões do país. Na maioria, trata-se de autores jovens e brilhantes, que representam a Paleontologia brasileira atual, em rápida evolução. São eles paleontólogos que contam coisas por eles próprios examinadas na ponta do martelo e embaixo da lupa, nas selvas amazônicas e nos sertões semiáridos do Nordeste, nos cerrados do planalto central, nos campos e nas matas de pinheiros do Sul.

Os fósseis brasileiros têm destaque em *boxes* realçados tipograficamente. O livro está ricamente ilustrado com estampas de desenhos; uma escolha racional que privilegia o aspecto da economia evitando as fotografias. Abundantes listas bibliográficas, capítulo por capítulo, guiam o leitor sequioso de aprofundamento e mais detalhes sobre os grupos em discussão.

O propósito dos autores em fornecer uma síntese completa do estado atual da Paleontologia, em geral, e em particular da Paleontologia brasileira foi plena e felizmente alcançado.

Giuseppe Leonardi
Paleoerpetólogo e Icnólogo de vertebrados
Setembro de 2000

Sumário

CONCEITOS

Objetivos e Princípios

Rita de Cassia Tardin Cassab

A vida na Terra surgiu há aproximadamente 3,8 bilhões de anos e, desde então, restos de animais e vegetais ou evidências de suas atividades ficaram preservados nas rochas e outros materiais como o gelo, o âmbar e o asfalto. Estes restos e evidências são denominados de **FÓSSEIS** e constituem o objeto de estudo da **PALEONTOLOGIA**.

O termo Paleontologia, usado na literatura geológica pela primeira vez em 1834, foi formado a partir das palavras gregas: **palaios** = antigo, **ontos** = ser, **logos** = estudo. Já a palavra fóssil originou-se do termo latino **fossilis** = extraído da terra.

A história dos fósseis é também a história da migração dos continentes, das mudanças climáticas, das extinções em massa e das modificações ocorridas na fauna e na flora ao longo do tempo geológico.

A Paleontologia desempenha um papel importante nos dias de hoje. Já não é mais uma ciência hermética, restrita aos cientistas e universidades. Todos se interessam pela história da Terra e de seus habitantes durante o passado geológico, para conhecerem melhor suas origens.

Fundamentos e Objetivos

Os princípios e métodos da Paleontologia fundamentam-se em outras duas ciências: a Biologia e a Geologia. É na Biologia que o paleontólogo busca subsídios para estudar os fósseis, já que eles são restos de um antigo organismo vivo. Em retorno, a Paleontologia fornece aos biólogos uma dimensão do tempo em que os grandes ecossistemas atuais se estabeleceram e também informações complementares às teorias evolutivas. Na Geologia, os fósseis são utilizados como ferramentas para datação e ordenação das sequências sedimentares, contribuindo para o detalhamento da coluna cronogeológica. Ajudam na interpretação dos ambientes antigos de sedimentação, bem como na identificação das mudanças ocorridas na superfície do planeta através do tempo geológico.

Portanto, os principais objetivos da Paleontologia são:

- fornecer dados para o conhecimento da **evolução biológica** dos seres vivos através do tempo;
- estimar a **datação** relativa das camadas, pelo grau de evolução ou pela ocorrência de diversos grupos de plantas e animais fósseis. A sucessão das camadas de rochas e seu conteúdo fóssil está resumida na coluna cronoestratigráfica, onde os grandes grupos e sistemas estão arranjados em sequência, com as rochas mais antigas na base e mais novas no topo;

- reconstituir o **ambiente** em que o fóssil viveu, contribuindo para a paleogeografia e paleoclimatologia;
- auxiliar na reconstituição da **história geológica da Terra**, através do estudo das sucessões faunísticas e florísticas preservadas nas rochas. A distribuição das espécies nos diversos ecossistemas durante o passado geológico torna possível a identificação da sequência de eventos na história da Terra, que muitas vezes ocorre em escala global;
- identificar as rochas em que podem ocorrer substâncias minerais e combustíveis, como o fosfato, carvão e o petróleo, servindo de apoio à **Geologia Econômica**.

Ramos da Paleontologia

A Paleontologia pode ser estudada através de duas abordagens principais. Uma mais descritiva, que tem como objetivos a identificação do fóssil, sua reconstituição e suas relações filogenéticas, visando ao estabelecimento de correlações cronoestratigráficas e interpretações paleoambientais.

A segunda, denominada de **Paleobiologia**, mais conceitual, dá ênfase à identificação das leis que atuaram em fenômenos como a origem da vida, a formação e estruturação da biosfera, as extinções, investigando a influência dos paleoambientes nos processos evolutivos dos organismos. Na abordagem paleobiológica os estudos são direcionados para tópicos como evolução, ecologia ou tafonomia dos organismos (Hoffman, 1990).

Os paleontólogos sempre se direcionam para um determinado núcleo de estudos: Paleobotânica, Paleontologia de Invertebrados, Paleontologia de Vertebrados, Micropaleontologia e Paleoicnologia.

A **Paleobotânica** estuda as plantas fósseis de um modo geral. Na maioria das vezes apenas uma parte da planta fica preservada, acarretando novas especializações: uns se dedicando ao estudo dos lenhos, outros aos das folhas. Uma grande parte estuda os pólens e esporos, que devido à sua excepcional preservação, são amplamente usados para datação e são abordados dentro da Micropaleontologia, mais especificamente na Paleopalinologia.

Alguns paleontólogos se dedicam ao estudo dos **invertebrados** fósseis. Moluscos (biválvios e gastrópodes), braquiópodes, equinoides e conchostráceos são grupos que possuem boa representação no território brasileiro. Os invertebrados fósseis, principalmente os marinhos, possibilitam estabelecer correlações cronoestratigráficas de bacias distantes e são utilizados para delimitar províncias paleobiogeográficas, devido à boa dispersão de suas larvas, como é o caso dos moluscos.

Atualmente um grande número de paleontólogos dedica-se ao estudo dos **vertebrados.** Como esses fósseis atraem bastante a comunidade leiga, esses profissionais além de suas pesquisas têm também atuado na divulgação científica da Paleontologia.

A **Micropaleontologia** desenvolveu-se muito a partir da necessidade de se estudar os microfósseis para a indústria do petróleo. Eles são excelentes elementos para a correlação e datação das camadas, devido à sua extensa variabilidade morfológica, grande abundância nas rochas sedimentares e rápida evolução. Os microfósseis podem ser partes diminutas de organismos como espículas de esponjas, dentes de peixes, espinhos de equinoides, pólens e esporos vegetais ou carapaças completas como as dos protistas, conchostráceos e micromoluscos.

A **Paleoicnologia** estuda os icnofósseis, que são estruturas biogênicas resultantes da atividade dos seres vivos. Correspondem a marcas como pistas, pegadas, perfurações, escavações, marcas de repouso, refletindo o comportamento do organismo quando em vida.

Dentro de cada ramo da Paleontologia, o paleontólogo ainda direciona suas pesquisas para outras áreas, como:

- **Paleoecologia**, que estuda as relações dos organismos entre si e destes com o meio. Usando os componentes da fauna e flora e vários parâmetros, tenta inferir dados como profundidade, salinidade, produção orgânica, nível de oxigenação do meio e condições climáticas da época.
- **Tafonomia**, que é o estudo das condições e processos que propiciaram a preservação dos fósseis, desde a sua morte até ser encontrado na natureza.
- **Sistemática**, que classifica e agrupa os organismos com base na análise comparativa de seus atributos e nas relações entre eles.

Preservação dos Fósseis

A fossilização de um organismo resulta da ação de um conjunto de processos físicos, químicos e bioló-

gicos que atuam no ambiente deposicional. Têm mais chances de serem preservados aqueles organismos que possuem partes biomineralizadas por carbonatos, fosfatos, silicatos ou constituídas por materiais orgânicos resistentes, como a quitina e a celulose. Mesmo assim ocorrem no registro geológico muitas preservações excepcionais de partes moles.

Após a morte dos organismos, no ciclo natural da vida, as partes moles entram em processo de decomposição devido à ação das bactérias e as partes duras ficam sujeitas às condições ambientais, culminando com sua destruição total (figura 1.1). A fossilização representa a quebra deste ciclo e portanto deve ser sempre vista como um fenômeno excepcional. No decorrer do tempo geológico, apenas uma percentagem ínfima das espécies que um dia habitaram a biosfera terrestre preservou-se nas rochas. Muitas espécies surgiram e desapareceram sem deixar vestígios, existindo portanto muitos hiatos no registro paleontológico.

Vários fatores atuam na preservação dos indivíduos e favorecem a fossilização. O soterramento rápido após a morte, a ausência de decomposição bacteriológica, a composição química e estrutural do esqueleto, o modo de vida, as condições químicas que imperam no meio, são alguns desses fatores, cujo somatório determinará o modo de fossilização.

Mesmo depois dos fósseis já estarem formados, outros fatores concorrem para a sua destruição nas rochas, como águas percolantes, agentes erosivos, vulcanismo, eventos tectônicos e metamorfismo. As rochas onde os fósseis são encontrados indicam as condições que prevaleceram no ambiente onde esses organismos viviam ou para o qual seus restos foram transportados.

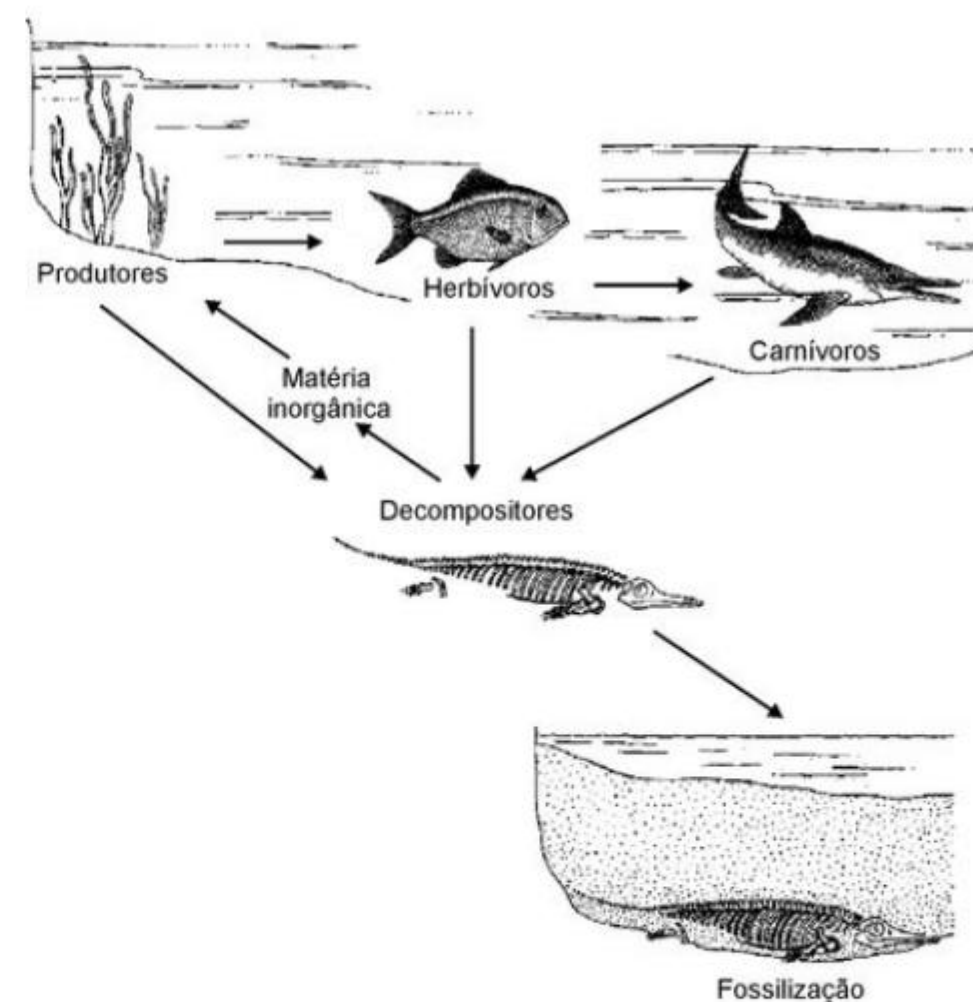



Figura 1.1 Ciclo natural da vida, com as possíveis transformações da matéria orgânica.

Tipos de Fossilização

Os fósseis podem se preservar de diferentes modos, dependendo dos fatores e das substâncias químicas que atuaram após a morte do organismo. Podemos reunir os tipos de fossilização em dois grandes grupos: restos e vestígios. **Restos**, quando alguma parte do organismo ficou preservada e **vestígios**, quando temos apenas evidências indiretas do organismo ou de suas atividades.

A. Restos

Os restos, na maioria das vezes, consistem nas partes mais resistentes dos organismos, tais como conchas, ossos e dentes, denominadas **partes duras**. Com a evolução dos conhecimentos, têm-se descoberto no registro fossilífero muitas **partes moles** preservadas, como vísceras, pele, músculos, vasos sanguíneos, que têm contribuído para um melhor conhecimento da anatomia e fisiologia dos organismos fósseis.

As partes duras, devido à sua natureza, têm mais chances de se fossilizarem. Sua composição pode ser de *sílica* (SiO_2), bastante resistente às intempéries, como as espículas de algumas esponjas; de *carbonato de cálcio* ($CaCO_3$) sob a forma de calcita ou aragonita, das quais são constituídas as placas esqueléticas de equinodermas e conchas de moluscos; de *quitina*, um polissacarídeo complexo, menos durável do que a maioria dos esqueletos minerais e que compõe o exoesqueleto dos insetos.

Os restos vegetais apresentam-se sempre dissociados no registro fóssil, dificultando o estudo da planta como um organismo completo. De um modo geral as folhas, caules, sementes e pólens encontram-se separados nos sedimentos.

Preservação das partes moles

A preservação de partes moles é um evento extraordinário. Após a morte, os organismos entram rapidamente em processo de decomposição e, dependendo do ambiente, raramente se conservam. Por exemplo, plantas e animais de florestas tropicais decompõem-se com tanta rapidez, devido à grande quantidade de água e oxigênio disponível no ambiente, que somente em condições muito especiais, como um soterramento rápido, estes organismos podem se fossilizar. Águas ricas em cálcio neutralizam os ácidos dentro dos sedimentos, permitindo que partes moles, como pele, músculos e órgãos internos de vertebrados, permaneçam intactos.

São conhecidos na literatura alguns casos excepcionais, onde organismos completos se preservaram, tanto as partes moles como as duras. Ficaram de tal forma protegidos que permaneceram intactos até os dias de hoje. Citaremos, a seguir, alguns destes exemplos.

As ocorrências de nódulos de âmbar contendo insetos, aracnídeos, rãs e outros organismos são bastante conhecidas. O âmbar é uma resina fóssil, proveniente de várias espécies de gimnospermas e angiospermas, encontradas em grandes quantidades nos terrenos terciários na costa sul do Báltico e na República Dominicana.

As condições glaciais na Sibéria e no Alasca possibilitaram a preservação de mamutes lanosos e rinocerontes. Estes animais permaneceram congelados desde a última glaciação do Pleistoceno (45 000 anos) e muitos deles ainda apresentavam a pele e os músculos em perfeito estado. Seu conteúdo estomacal estava intacto e com isto foi possível conhecer os vegetais de que eles se alimentavam.

Fósseis de preguiças com as partes moles preservadas por dessecação foram encontrados em terrenos pleistocênicos da Patagônia. Este tipo de fossilização ocorre em locais com clima seco e árido onde, após a morte, o animal desidrata rapidamente, ficando protegido do ataque das bactérias.

Este processo de fossilização por desidratação é denominado por alguns autores de **mumificação**. Outros, empregam também esta denominação para os organismos que se preservaram inteiramente, como os mamutes congelados e os insetos conservados no âmbar.

Mamutes lanosos e rinocerontes pleistocênicos conservaram-se em ozocerite, uma parafina natural ou cera fóssil, na região da Galícia, na Espanha.

Vários mamíferos pleistocênicos extintos foram encontrados em lagoas asfálticas nos Estados Unidos e na Polônia. A turfa e o alcatrão com suas propriedades antissépticas impediram o processo de decomposição, possibilitando a fossilização.

A preservação das partes moles está mais frequentemente associada a mineralizações dos carbonatos, e em menor escala a de sulfetos e fosfatos. Um exemplo é o calcário litográfico do Jurássico da Alemanha, onde o fóssil *Archaeopteryx* foi encontrado. O excelente estado do fóssil, onde até as penas estavam impressas, deslumbrou a comunidade científica na época do achado. Como exemplo de ocorrências de partes moles fosfatizadas, temos o caso das lulas, no Jurássico

da Inglaterra e trilobitas com apêndices completos, encontrados no Cambriano da Suécia. Cefalópodes do Devoniano da Alemanha, tiveram suas partes moles inteiramente piritizadas.

Entre os melhores exemplos de fossilização de tecidos moles está o Folhelho Burgess, da Columbia Britânica, Canadá. Vários organismos marinhos como algas, esponjas, animais vermiformes e artrópodes, ficaram preservados. Além desses, ocorrem algumas formas bizarras, que parecem ter sido apenas parte de um organismo, sem similares no registro paleontológico. Há extensa literatura sobre esta associação fossilífera, entre as quais destacamos Gould (1990).

No Brasil, os fósseis da Formação Santana, Cretáceo da Bacia do Araripe, constituem o melhor exemplo brasileiro deste caso. Uma numerosa e diversificada fauna de vertebrados, com dominância de peixes, além de vegetais, insetos e outros grupos é encontrada em nódulos calcários. A descrição deste processo, desde a morte do organismo até a formação do nódulo, foi descrita por Martill (1988) e está reproduzida na figura 1.2. Atualmente, um grande número de pesquisadores trabalha com os fósseis desta formação.

Há vários estudos sobre a ocorrência de tecidos moles em fósseis brasileiros. Kellner & Campos (1999) identificaram tecidos epidérmicos, fibras musculares e vasos sanguíneos em arcossauros da Formação Santana. Simone & Mezzalira (1993) descreveram vestígios de partes moles em bivalvios cretáceos da Bacia Bauru.

Preservações das partes duras

A maioria dos fósseis existentes no registro geológico são partes biomineralizadas dos organismos, denominadas de partes duras. São as conchas de moluscos e braquiópodes, testas de foraminíferos, carapaças de equinoides, ossos e dentes de vertebrados.

Mesmo nas rochas mais antigas, são encontradas muitas partes duras que se conservaram sem alterações na sua composição química original. Algumas conchas de moluscos ainda apresentam traços de sua cor original e com o nacarado perfeito. Devido ao alto grau de intemperismo que atua nas rochas, essas ocorrências no Brasil são raras, mas Hessel & Carvalho (1987) estudaram conchas de gastrópodes cretáceos da Bacia de Sergipe que apresentavam a coloração original.

As partes duras podem ser preservadas através de vários processos de fossilização: incrustação, permineralização, recristalização, substituição e carbonificação.

Na **incrustação**, as substâncias transportadas pela água cristalizam-se na superfície da estrutura, revestindo-a por completo, preservando assim a parte dura. Este é o processo de fossilização que ocorre geralmente com organismos mortos ou transportados para cavernas. Os animais morrem, a parte orgânica desaparece e então os ossos são incrustados de carbonato de cálcio. Além da calcita, outras substâncias podem também participar deste processo, como a pirita, a limonita e a sílica.

A **permineralização** é um tipo de fossilização bastante frequente. Ocorre quando um mineral preenche os poros, canalículos ou cavidades existentes no organismo. Os ossos e troncos de árvores são muito porosos e bastante susceptíveis a essa forma de preservação. As substâncias minerais, como o carbonato de cálcio e a sílica, que são capazes de ser carreadas pela água, penetram nas cavidades lentamente, permitindo muitas vezes que a estrutura original seja preservada. Minello (1993) estudou lenhos fósseis permineralizados da região de Mata e São Pedro do Sul, RS.

A **recristalização** ocorre quando há modificações na estrutura cristalina do mineral original, a composição química permanece a mesma. Por exemplo, a conversão da aragonita das conchas de moluscos em calcita; a mudança no arranjo cristalino da calcita, de micro para macrocristalina; da opala, amorfa, para calcedônia, criptocristalina. Sempre que ocorre recristalização há a destruição das microestruturas.

A aragonita é um polimorfo instável em relação à calcita nas temperaturas e pressões comuns. Aquecendo-se no ar, a aragonita começa a se transformar em calcita, a 400°C, mas em contato com a água ou com soluções contendo $CaCO_3$ dissolvido, a transformação pode ocorrer em temperatura ambiente (Dana, 1970).

A **carbonificação** ou **incarbonização** é um processo de fossilização onde ocorre a perda gradual dos elementos voláteis da matéria orgânica, oxigênio, hidrogênio e nitrogênio são liberados, ficando apenas uma película de carbono. Este tipo de fossilização ocorre com maior frequência nas estruturas constituídas por lignina, celulose, quitina e queratina. Apesar das alterações ocorridas na composição química original, muitas vezes a microestrutura fica preservada e permite o estudo da anatomia dos vegetais fósseis.

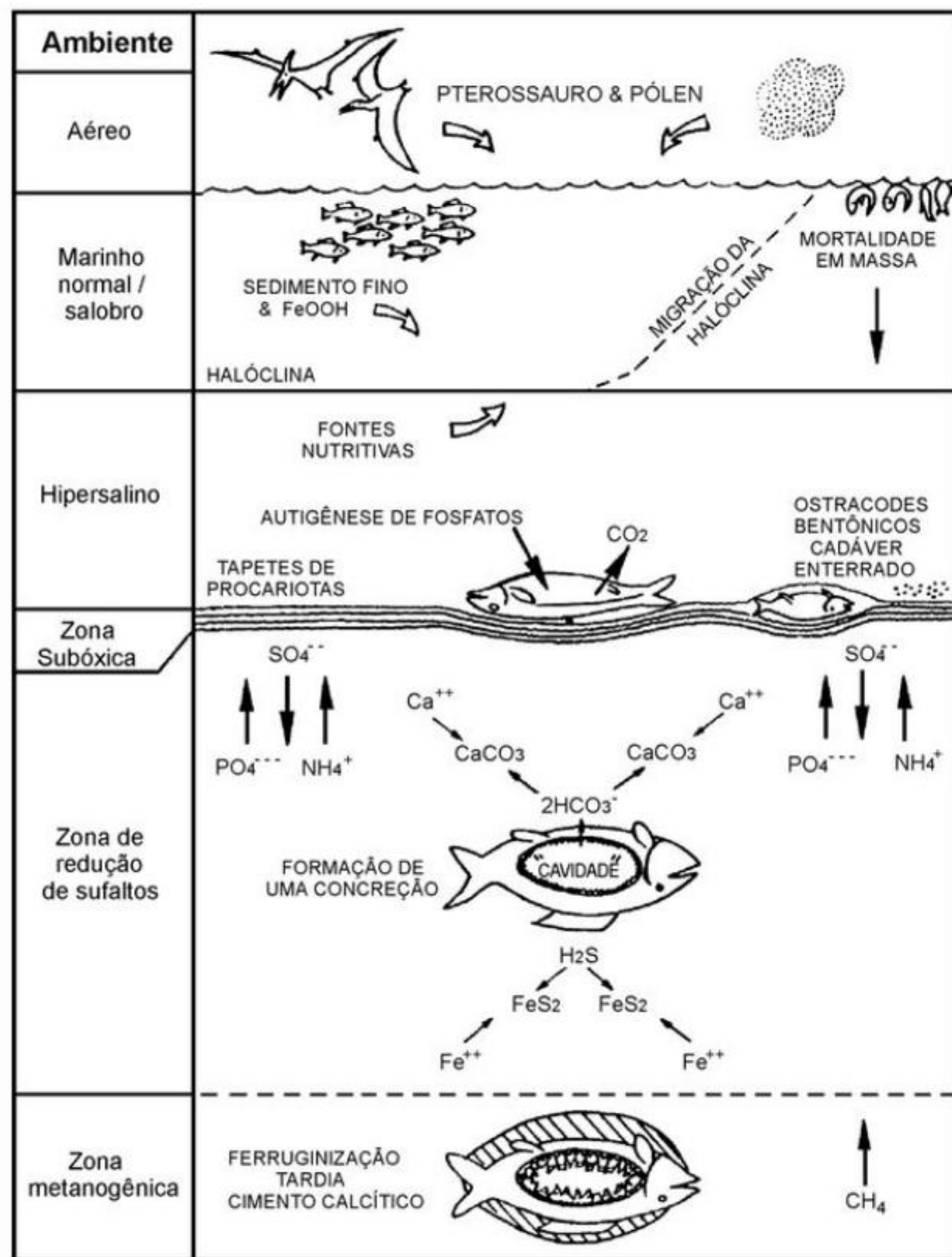



Figura 1.2 Modelo de Martill (1988) para a origem dos nódulos carbonáticos da Formação Santana.

Outro processo de fossilização é a **substituição**. É o que ocorre quando, por exemplo, o carbonato de cálcio que constitui as conchas é substituído por sílica, pirita ou limonita, e até mesmo por novo carbonato de cálcio. Nesses casos, os fósseis são réplicas das conchas primitivas. Mendes (1959) estudou braquiópodes silicificados do Carbonífero da Bacia do Amazonas. Quando esse processo é muito lento, detalhes da estrutura dos tecidos podem ficar preservados, e segundo Mendes (1982), nos troncos vegetais em que se deu esse tipo de substituição podem ser encontrados restos de tecidos carbonificados. Esse processo denomina-se **histometabase**.

B. Vestígios

Os vestígios são evidências da existência dos organismos ou de suas atividades. Os animais e vegetais que deram origem aos fósseis não se preservaram.

Tomemos como exemplo uma concha. Durante o soterramento, suas cavidades internas são preenchidas pelos sedimentos circundantes. Com o decorrer do tempo, elas são dissolvidas pelas águas percolantes, restando somente o espaço que era ocupado anteriormente pela concha. Ficaram formadas duas impressões, o **molde externo**, que é a moldagem da superfície externa e o **molde interno,** que revela a morfologia ou estrutura interna do organismo ou parte dele. Se o espaço formado foi posteriormente preenchido por outro mineral, formou-se uma réplica do original, que denominamos de **contramolde** (figura 1.3).

Asas de insetos, folhas de vegetais e outros órgãos similares compostos de quitina ou celulose, podem ficar impressos nas rochas. São consideradas como positivas quando estão em alto-relevo e negativas, em baixo-relevo.

Vestígios das atividades vitais dos organismos são frequentes no registro sedimentar e sua presença nos sedimentos contribui para fazer inferências paleoambientais. Estes fósseis são denominados de **icnofósseis**. Os mais frequentes são as pistas, tubos e sulcos produzidos por animais invertebrados, resultantes do seu deslocamento no substrato e as pegadas deixadas por vertebrados nos sedimentos inconsolidados. Há também testemunhos de outras atividades biológicas como nutrição e reprodução. É difícil reconhecer os autores destas marcas, pois em geral eles não se fossilizam.

Figura 1.3 Formação de moldes e contramoldes de uma concha.

Com relação às atividades de nutrição os mais encontrados são os excrementos fossilizados, denominados de **coprólitos**. Podem ser produzidos por vertebrados ou invertebrados. Seixos, denominados de **gastrólitos,** são interpretados como as pedrinhas que as aves e alguns répteis têm no aparelho digestivo para auxiliar na digestão.

Ovos fossilizados, principalmente de répteis, também têm sido encontrados com frequência. Há ainda outros vestígios menos comuns, mas bastante interessantes, como as marcas de dentadas de répteis em conchas de cefalópodes e de mamíferos sobre ossos; sulcos feitos nas rochas pelos bicos das aves; ninhos fossilizados; regurgitos de aves de rapina contendo dentes e ossos de micromamíferos.

Outras Considerações

Somente os restos ou vestígios de organismos com mais de 11 000 anos são considerados fósseis. Este tempo, calculado pela última glaciação, é a duração estimada para a época geológica em curso: o Holoceno ou Recente.

Os fósseis ocorrem em sua grande maioria em rochas sedimentares. Excepcionalmente, alguns foram encontrados em rochas metamórficas de baixo grau e em rochas ígneas eruptivas.

Não é imprescindível que o organismo fossilizado seja um ser extinto. Muitos animais e vegetais que vivem nos dias de hoje são encontrados no registro fossilífero. Alguns grupos sofreram poucas modificações ao longo do tempo geológico, e há formas conhecidas desde o Paleozoico. São denominados de **fósseis-vivos** ou **formas-relíquias** e como exemplos podemos citar o *Ginkgo biloba*, *Lingula* sp., *Limulus* sp. e *Latimeria chalumnae* (figura 1.4).

Quando os restos ou vestígios possuem menos de 11 000 anos, são denominados de **subfósseis**. São encontrados alguns exemplos na literatura, como um bisão preservado em turfeira e um homem antigo, mumificado, em depósitos de caverna. Encaixam-se neste caso os *sambaquis*, acúmulos de conchas, ossos e carvão resultantes da atividade humana, muito frequentes no litoral brasileiro.

Figura 1.4 Exemplos de fósseis-vivos: (A) *Gingko* sp. Gênero vivente das ginkgoales, com registro mais antigo no Jurássico. (B) *Lingula* sp. Gênero de braquiópode com ocorrência desde o Ordoviciano. (C) *Limulus* sp. Artrópode xifosuro, surgido no Cambriano, que pode ser encontrado ainda hoje em algumas regiões estuarinas. (D) *Latimeria chalumnae*, conhecido como celacanto, é a única forma vivente de peixes Actinistia. Era considerado como extinto no Mesozoico, até a descoberta, em 1938, de alguns exemplares na costa de Madagascar (modificado de Boardman *et alii*, 1987 e Pough *et alii*, 1993).

Ainda são utilizados os termos dubiofósseis e pseudofósseis. São considerados como **dubiofósseis** algumas estruturas que podem ser de origem orgânica, mas cuja natureza ainda não foi comprovada. Já os **pseudofósseis** são estruturas comprovadamente inorgânicas, que se assemelham a organismos, tais como os dendritos de pirolusita (óxido de manganês) cujo hábito cristalino lembra impressões de um vegetal.

Referências

BOARDMAN, R. S.; CHEETAM, A. H. & ROWELL, A. J. 1987. *Fossil Invertebrates*. Cambridge, Blackwell Scientific Publications, 713 p.

DANA, J. D. 1970. *Manual de Mineralogia*. Trad. R.R. Franco. Rio de Janeiro. Ed. Livro Técnico, Tradução de Dana's Manual of Mineralogy, 642 p.

GOULD, S. 1990. *Vida Maravilhosa*. Trad. P.C. Oliveira. São Paulo. Ed. Schwarcz Ltda. Tradução de Wonderful life, The Burgess Shale and the nature of history, 391 p.

HESSEL, M. H. & CARVALHO, M. T. N. 1987. Padrão de coloração em *Natica* (Gastropoda) do Albiano Inferior de Sergipe. *In:* CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 10, Rio de Janeiro. *Anais*, v. 2, p. 457-469.

HOFFMAN, A. 1990. The past decade and the future. *In*: BRIGGS, D. E. G. & CROWTHER, P. R. (eds.). *Palaeobiology: A Synthesis*. Cambridge: Blackwell Scientific Publications, cap. 6.5.4, p. 550-555.

KELLNER, A. W. A. & CAMPOS, D. A. 1999. Archosaur soft tissue from the Cretaceous of the Araripe Basin, Northeastern Brazil. *Boletim do Museu Nacional, Geologia*, *42*, 22 p.

MARTILL, D. 1988. Preservation of fish in the Cretaceous Santana Formation. *Palaeontology*, *31*: 1-18.

MENDES, J. C. 1959. Chonetacea e Productacea carboníferos da Amazônia. *Boletim da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da Universidade de São Paulo, Geologia*, *17*: 79-83.

MENDES, J.C. 1982. *Paleontologia Geral*. Rio de Janeiro. Livros Técnicos e Científicos Ed. SA, 2ª edição, 368 p.

MINELLO, L. F. 1993. As florestas petrificadas da região de São Pedro do Sul e Mata, RS. II. Processo de fossilização e composição mineral. *In:* CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 13, São Leopoldo. *Boletim de Resumos*, p. 35.

POUGH, F. H.; HEISER, J. B. & MCFARLAND, W. N. 1993. *A vida dos vertebrados*. São Paulo, Atheneu Ed., 839 p.

SIMONE, L. R. L. & MEZZALIRA, S. 1993. Vestígios de partes moles em um bivalve fóssil (Unionoida, Mycetopodidae) do Grupo Bauru (Cretáceo Superior), São Paulo, Brasil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, *65*: 155-159.

Histórico das Pesquisas Paleontológicas no Brasil

Rita de Cassia Tardin Cassab

A Paleontologia consolida-se como ciência no início do século XIX. Nesta época organizaram-se as primeiras sociedades científicas paleontológicas, que, divulgando as pesquisas através de suas publicações periódicas, serviram de suporte para o pleno desenvolvimento desta ciência. Uma dessas sociedades, a Paleontographical Society of London (a qual ainda hoje é atuante), publicou sua primeira monografia em 1847. Quanto aos fósseis brasileiros, a primeira citação bibliográfica data de 1817, pois até então eles haviam sido mencionados apenas em cartas ou relatórios de viagem.

O Museu Real, hoje Museu Nacional, criado por D. João VI em 1818, foi a primeira instituição oficial brasileira com caráter científico. Passou a ser a guardiã dos fósseis encontrados por todo o país, dando início a uma importante coleção. Mais tarde, em 1875, o governo cria a Comissão Geológica do Império com o objetivo de desenvolver pesquisas geológicas intensas. Após longo trabalho de campo, ainda no início das atividades, a Comissão foi dissolvida e o material coletado depositado nas coleções do Museu Nacional.

Foi o Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil, criado em 1907, que desempenhou um importante papel no desenvolvimento das ciências geológicas no país. Foram realizados muitos trabalhos de campo com vasta coleta de material, possibilitando a realização de pesquisas sistemáticas, que resultaram em mais de uma centena de publicações. Até 1950 este órgão foi um centro irradiador das Geociências no país. Nesta instituição formou-se o primeiro núcleo de paleontólogos brasileiros, principais responsáveis pela difusão desta ciência.

Após a Segunda Guerra Mundial, por volta de 1950, o grande crescimento da indústria nacional acarretou uma demanda de geólogos, estimulando a criação de várias escolas de Geologia nas principais capitais. Isto possibilitou a formação de novos profissionais, que atuaram na difusão da Paleontologia e no aparecimento de novos núcleos de estudos.

Na Petrobras, as pesquisas para a indústria do petróleo proporcionaram um grande avanço no conhecimento da estratigrafia das bacias sedimentares brasileiras. Foram introduzidos novos métodos de trabalho em Paleontologia, desenvolvendo-se nesta instituição um importante centro de estudos.

Atualmente, são as comunidades os agentes mais importantes na valorização e preservação do patrimônio fóssil. Apoiadas pelas prefeituras, elas têm desempenhado um papel fundamental, através da criação de museus, onde as pesquisas de caráter regional são desenvolvidas e divulgadas.

Apresenta-se, a seguir, um resumo das fases mais marcantes da Paleontologia brasileira.

Primeiras Notícias

Até a primeira metade do século XIX, as notícias sobre fósseis brasileiros foram esporádicas e limitaram-se apenas a notificar o encontro destes. Referiam-se quase sempre a grandes ossadas (mamíferos quaternários) encontradas em escavações para poços d'água ou similares.

Neste contexto é importante a carta de João da Sylva Feijoo, datada de 11 de dezembro de 1800, em que relata o encontro de peixes fósseis da Bacia do Araripe, os quais ainda hoje se encontram no Museu da Academia de Ciências de Lisboa (Telles Antunes *et alii*, 2005).

Segundo consta na literatura, o primeiro trabalho que menciona a presença de fósseis no Brasil data de 1817. Relata a ocorrência de restos de mamíferos pleistocênicos nos arredores da vila de Minas do Rio de Contas, na Bahia. Foi publicado no livro *Chorographia Brazilica* (Geografia Brasileira) por Manuel Aires de Casal, padre e geógrafo português.

Contribuição dos Estrangeiros

A. Os Viajantes

Os primeiros trabalhos significativos sobre os fósseis brasileiros estão publicados em relatórios de viagens de cientistas europeus interessados em conhecer a natureza da América do Sul. Eles empreenderam longas expedições pelo Brasil, organizando muitas coleções, posteriormente enviadas aos seus países de origem para estudo.

Entre os primeiros naturalistas europeus destacaram-se Johann Baptist von Spix e Carl Friedrich Philipp von Martius. De 1817 a 1820 eles realizaram uma grande viagem pelo país, publicando suas observações no livro *Reise in Brasilien* (1823), que contém informações sobre Geologia e Paleontologia de algumas áreas visitadas. Nesta publicação aparece figurado pela primeira vez um peixe fóssil da Bacia do Araripe e um osso de mamífero pleistocênico.

Outra grande viagem foi feita em 1841 pelo botânico inglês George Gardner. Em visita ao interior do Nordeste coletou peixes fósseis no Ceará, estudados e datados como cretáceos por Louis Agassiz, mais tarde professor da Universidade de Harvard.

B. Peter Wilhelm Lund

Os trabalhos do cientista dinamarquês Peter Wilhelm Lund foram de grande importância. Ele radicou-se no país dedicando-se ao estudo da fauna de mamíferos pleistocênicos das grutas calcárias da bacia do Rio das Velhas, em Minas Gerais. Entre 1836 e 1844, organizou uma vasta coleção de fósseis desta localidade, descrevendo mais de uma centena de novas espécies e publicando cerca de 30 trabalhos. Grande parte do material estudado está hoje depositado em Copenhague. Pela sua dedicação e pelo pioneirismo de seus trabalhos, foi denominado Pai da Paleontologia Brasileira.

C. Contribuição dos Ingleses

Na segunda metade do século XIX, foram os ingleses que mais se interessaram pelo estudo dos fósseis brasileiros. Samuel Allport (1860) organizou uma coleção paleontológica com material proveniente das vizinhanças da cidade de Salvador, cujos peixes foram estudados por Paul G. Egerton, os moluscos por John Morris e os conchostráceos por Rupert Jones, todos especialistas do Museu Britânico. Em 1869, W. Carruthers descreveu restos vegetais das camadas de carvão do Rio Grande do Sul. Joseph Mawson (1886 a 1913) e Arthur Smith Woodward (1887 a 1939) estudaram vertebrados do Cretáceo da Bahia. Este último, destacado cientista da época, deixou cerca de 15 trabalhos sobre vertebrados fósseis brasileiros, a maioria a respeito de peixes.

D. Expedições Thayer e Morgan

Foram realizadas três grandes expedições pelo Brasil dando novo impulso às pesquisas geológicas e paleontológicas. Predominam nesta fase os cientistas norte-americanos.

A primeira foi a Expedição Thayer, realizada em 1865 e chefiada por Louis Agassiz, que explorou o vale do Rio Amazonas e parte da costa atlântica. Participou desta expedição o geólogo canadense Charles Frederick Hartt, que mais tarde dedicaria grande parte de seus

estudos à Geologia e Paleontologia do Brasil. Por iniciativa própria, retornou em 1867, com o objetivo de complementar as investigações anteriores. Publicou o resultado de suas pesquisas na obra *Geology and Physical Geography of Brazil*, em 1870, com informações sobre fósseis de várias localidades do Brasil.

Duas novas expedições geológicas foram realizadas em 1870 e 1871 – as Expedições Morgan, ambas chefiadas por Hartt. Concentraram seus interesses na geologia da Amazônia, reconhecendo terrenos paleozoicos e cretáceos no Pará. Tomou parte nestas expedições o geólogo norte-americano Orville Adalbert Derby, que se radicou no Brasil, dedicando-se a diversas atividades de cunho geológico e paleontológico.

As expedições científicas estrangeiras deram importante contribuição à Geologia e à Paleontologia do Brasil, mas como as coleções eram enviadas aos seus países de origem para estudo, grande parte do material encontra-se hoje em museus da Europa e Estados Unidos.

Comissão Geológica do Império

Criada em 1875, a Comissão Geológica do Império foi a primeira instituição governamental de caráter geológico. Tinha entre seus objetivos promover o conhecimento do solo brasileiro para fins de ocupação e exploração econômica do país. Seu mentor intelectual foi Charles Frederick Hartt, que atuou como coordenador da equipe. Por um ano estiveram em trabalho de campo, percorrendo várias províncias e organizando todo o material para estudos posteriores. De volta, em 1878, instalou-se no Rio de Janeiro, mas logo depois a Comissão foi extinta, sob a alegação de falta de verbas.

Após sua extinção, a coleção que foi organizada ficou depositada na Seção de Geologia e Mineralogia do Museu Nacional. Orville Derby, ao assumir a direção da seção em 1879, incentivou seu estudo, o que resultou na publicação de trabalhos importantes. Entre eles estão os de John M. Clarke, publicados em 1896 e 1899, sobre invertebrados paleozoicos da Amazônia, e o de Charles A. White, de 1887, sobre fósseis cretáceos e terciários das Bacias Pernambuco-Paraíba, Sergipe-Alagoas e do Pará.

Museu Nacional

Criado em 1818 por D. João VI, o Museu Real tinha como objetivo "propagar os conhecimentos e estudos das ciências naturais" do Brasil. Apesar de ser a mais antiga instituição científica da América do Sul, só no final do século XIX é que o Museu Nacional, através de sua Seção de Geologia e Mineralogia, teve importante atuação na área das geociências.

Frederico C. L. Burlamaqui, diretor durante 20 anos desta instituição, foi um dos primeiros pesquisadores a se interessar pela Paleontologia no Brasil, publicando em 1855 uma monografia sobre mamíferos pleistocênicos do Brasil e estimulando a organização das coleções.

O Museu Nacional possui atualmente um importante acervo de fósseis, muitos dos quais obtidos por cientistas estrangeiros durante suas viagens pelo Brasil. Renomados paleontólogos já pertenceram ao seu quadro de funcionários. Hoje está integrado à Universidade Federal do Rio de Janeiro, onde seus técnicos atuam em projetos de pesquisa e participam dos cursos de pós-graduação.

Comissão de Estudos das Minas de Carvão do Brasil

Em 1904, o Governo Federal criou esta comissão com o objetivo de pesquisar os depósitos de carvão no sul do país. Designou-se como chefe o geólogo norte-americano Israel C. White, que encerrou suas atividades em 1908 com a publicação de um extenso relatório.

Pelo ineditismo das pesquisas, este relatório causou grande repercussão no país. Constava de três partes: a primeira, escrita por Israel White, sobre as camadas de carvão e rochas associadas, destacava-se pelo seu valor econômico; a segunda, de autoria de Mac Gregor, contém a descrição do réptil permiano *Mesosaurus brasiliensis* e a terceira é uma monografia feita por David White sobre as floras fósseis das camadas de carvão. Esta última permitiu pela primeira vez a correlação de unidades litoestratigráficas brasileiras com as indianas, constituindo-se assim em uma evidência das mais expressivas a favor da existência do antigo continente Gondwana.

Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil

Os estudos sobre carvão despertaram interesses para outras áreas da Geologia, motivando em 1907 a criação do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil.

O novo órgão tinha como principal objetivo realizar pesquisas para o aproveitamento dos recursos naturais que pudessem servir de base a projetos de obras públicas, inclusive contra as secas.

Fazia parte também de suas atribuições a manutenção de um laboratório e um museu. O laboratório, tinha como tarefa realizar análises químicas e paleontológicas que servissem de suporte para as pesquisas, já o museu era responsável pela divulgação do conhecimento produzido nas diversas áreas da Geologia do Brasil.

O Serviço Geológico possibilitou a realização de muitas expedições pelo país. Através delas se teve oportunidade de coletar vasto material fossilífero, do qual resultaram inúmeros trabalhos, publicados em seus boletins. Foi uma etapa de grande avanço na Paleontologia brasileira.

Prosseguia-se com a remessa de fósseis para estudo no exterior, resultando na publicação de algumas monografias, que se tornaram clássicas na Paleontologia brasileira: a de John M. Clarke, em 1913, "Fósseis Devonianos do Paraná" e as de Carlota J. Maury, "Fósseis Terciários do Brasil", "O Cretáceo da Parahyba" e "O Cretáceo de Sergipe", respectivamente em 1924, 1930 e 1936.

Foi Mathias Gonçalves de Oliveira Roxo quem conseguiu despertar em alguns pesquisadores brasileiros o interesse pela Paleontologia. Engenheiro, era discípulo de Orville Derby, quando entrou para o antigo Serviço Geológico e Mineralógico em 1910. Com a formação do primeiro núcleo de paleontólogos brasileiros, superou-se a necessidade do envio de fósseis para estudo no exterior.

Em 1934, o Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil sofre uma reorganização administrativa transformando-se no Departamento Nacional da Produção Mineral (DNPM). É interessante ressaltar que neste novo organograma constava oficialmente uma Seção de Paleontologia, produto do bom trabalho de seus técnicos. Hoje o acervo do DNPM está sob a responsabilidade do Museu de Ciências da Terra, criado para abrigar as coleções desta instituição.

Importantes paleontólogos pertenceram ao seu quadro de funcionários: Paulo Erichsen de Oliveira, que se destacou no estudo dos invertebrados fósseis; Llewellyn Ivor Price, dedicou-se ao estudo dos répteis cretáceos e Rubens da Silva Santos, aos peixes; Friedrich Wilhelm Sommer, na micropaleontologia; e Elias Dolianiti, com os vegetais fósseis. Dois geólogos alemães, trabalharam no DNPM e muito contribuíram para a paleontologia brasileira: Wilhelm Kegel e Karl Beurlen.

Wilhelm Kegel (após aposentar-se na Alemanha, onde foi diretor do Serviço Geológico) veio para o DNPM em 1949. Tinha especial interesse por invertebrados fósseis e muito contribuiu para o conhecimento da Paleontologia e Estratigrafia da Bacia do Parnaíba, publicando mais de 40 artigos.

Karl Beurlen, em 1950, iniciou seus estudos sobre invertebrados fósseis brasileiros, publicando, ainda em Berlim, dois trabalhos sobre crustáceos da Formação Irati. Durante seu tempo no DNPM, divulgou suas pesquisas em mais de 30 artigos, difundindo novas ideias sobre paleogeografia, paleoecologia e ambientes de sedimentação. Mais tarde integrou-se à equipe da Escola de Geologia de Recife e, juntamente com seus alunos, passou a se dedicar ao estudo da Geologia e Paleontologia das bacias da Região Nordeste.

Expansão das Instituições de Pesquisa Paleontológica

Por ter sido a Capital do Império e mais tarde da República, o Rio de Janeiro sediava a maioria das instituições onde eram desenvolvidas pesquisas paleontológicas. Por este fato, estão nesta cidade as duas coleções historicamente mais importantes: a do Museu Nacional e a do DNPM.

Com o desenvolvimento econômico do país foram surgindo novas instituições que realizam trabalhos de Paleontologia com caráter mais regional. O Museu Paraense Emílio Goeldi, criado em 1889, em Belém, possibilitou a organização de coleções e a realização de pesquisas mais voltadas para a região amazônica. Em São Paulo, o Instituto Histórico e Geográfico iniciou seus trabalhos sob a orientação de Orville Derby.

Por volta de 1950, há uma grande demanda de geólogos motivada pela estatização de várias indústrias, entre elas as do petróleo e siderurgia. Por iniciativa do Ministério da Educação e Cultura e com apoio da Petrobras, foi organizada a Campanha de Formação de Geólogos (CAGE) abrindo-se escolas de Geologia em São Paulo, Rio Grande do Sul, Rio de Janeiro, Recife e Ouro Preto. Estas escolas foram mais tarde encampadas pelas universidades federais e possibilitaram a formação de novas frentes de trabalho em Paleontologia.

Petrobras

O Conselho Nacional de Petróleo (CNP), criado em 1938, tinha como objetivo intensificar as pesquisas geológicas sobre este combustível fóssil. Foram instalados núcleos nas regiões onde a exploração era mais intensa: Belém, Ponta Grossa, Salvador e mais tarde em Maceió.

Após a criação da Petrobras, em 1953, foi reformulado o processo exploratório, dando prioridade às pesquisas da parte continental das bacias sedimentares. Foram contratados especialistas estrangeiros para iniciarem trabalhos na área da Micropaleontologia e reorganizarem os antigos núcleos do Conselho Nacional do Petróleo, transformando-os em laboratórios regionais. Em pouco tempo, formou-se uma equipe de técnicos brasileiros, que logo passaram a cooperar com os estrangeiros.

Em 1974, as atividades micropaleontológicas foram centralizadas no laboratório do Rio de Janeiro, que teve atuação determinante na solução dos problemas estratigráficos da recém-descoberta bacia petrolífera de Campos. Em 1979 o laboratório do Rio de Janeiro foi transformado em Setor de Paleontologia (SEPALE), constituindo-se as equipes por especialidade e em 1981 incorpora-se ao CENPES – Centro de Pesquisas e Desenvolvimento Leopoldo A. Miguez de Mello. Nesta nova fase, além das antigas atribuições, seus técnicos começam a desenvolver projetos de pesquisas para atender aos diversos setores da empresa. É uma etapa de grande produção intelectual, alcançando o mais alto nível de conhecimento desde sua implantação. Integram-se com as universidades através de convênios, cursos, estágios e palestras participando ativamente das atividades técnico-científicas e acadêmicas do país, contribuindo também na formação dos novos paleontólogos.

Paleontologia Contemporânea

Cabe hoje à sociedade o mais importante papel na preservação dos sítios fossilíferos e na divulgação desta ciência. Vários museus foram criados nos últimos anos, realizando exposições, palestras, dando treinamento a professores, difundindo entre a população os fundamentos da Paleontologia e a necessidade de proteção dos depósitos fossilíferos. Muitos desses museus possuem convênio com universidades, recebendo suporte acadêmico em troca de apoio às pesquisas relativas aos fósseis da região.

Destacam-se o Centro de Pesquisas Paleontológicas Llewellyn Ivor Price, em Peirópolis, Uberaba, Minas Gerais; o Museu de Paleontologia de Monte Alto, em São Paulo; o Centro Paleontológico de Mafra, em Santa Catarina; o Museu de Paleontologia da Universidade Regional do Cariri, em Santana do Cariri, no Ceará; o Complexo Turístico Vale dos Dinossauros, em Sousa, na Paraíba, entre muitos outros.

Outra iniciativa importante foi a criação do Geoparque Araripe, em 2006. Trata-se do primeiro geoparque nacional. Seu estabelecimento reflete a preocupação da sociedade civil com a preservação do patrimônio fossilífero. Não se trata da preservação de um ponto isolado, mas de uma extensa área, na qual estão localizados os principais eventos geológicos relacionados à origem da bacia permitindo que eles possam ser estudados em toda sua plenitude. O jazigo fossilífero da Bacia do Araripe, considerado como *lagerstätten*, tem sofrido muitas depredações e seus fósseis são permanentemente contrabandeados, perdendo-se com isto exemplares importantes de nossa história paleontológica.

Também relevante é a iniciativa do Parque Paleontológico de Itaboraí, que tem como objetivo preservar os arredores da Bacia de São José do Itaboraí, onde a idade mamífero itaboraiense foi designada. Diversos geocientistas têm atuado no parque, contribuído para a divulgação e a popularização da Paleontologia entre os estudantes e a população local.

Leituras Recomendadas

Um levantamento histórico das pesquisas paleontológicas no Brasil leva-nos obrigatoriamente aos trabalhos do Professor Josué Camargo Mendes. Ele dedicou-se à divulgação da Paleontologia, sendo de sua autoria a maioria dos livros didáticos e textos sobre esta ciência. Neste capítulo utilizamos Mendes & Petri (1971), Mendes (1974) e Rocha Campos & Mendes (1990). Consultamos também a obra *Geologia do Brasil* de Oliveira & Leonardos (1940), que traz toda a cronologia da Geologia brasileira até a data de sua publicação.

Para ampliar seus conhecimentos sobre a história da Paleontologia brasileira, sugerimos a leitura dos livros de Freitas (2001) e Tosatto (2001), que tratam sobre Charles Frederick Hartt e Orville Adalbert Derby, respectivamente. Recomendamos ainda os trabalhos de

Figueiroa (1994) e Lopes (1994) com respeito à Comissão Geológica do Império e o de Alvim (1946), que descreve e documenta a criação do Departamento Nacional da Produção Mineral (DNPM). Nos trabalhos de Viana (1985) e de Raja Gabaglia & Milani (1990) são relatados o surgimento e a evolução da Petrobras. Petri (2001) faz uma avaliação de nossa Paleontologia, sintetizando um século de pesquisas paleontológicas no Brasil.

As publicações mencionadas ao longo do texto podem ser encontradas na "Bibliografia e Índice da Geologia do Brasil". São 13 volumes, abrangendo o período de 1640 a 1978, onde as referências bibliográficas estão agrupadas por autor, com extenso índice para consulta. Destes, destacaremos aqui os organizados por Iglesias (1943), Iglesias & Meneguezzi (1960, 1967), Price (1978) e Guedes & Conte (1983).

Referências

ALVIM, G. F. 1946. O Serviço Geológico (a) (1907 a 1939). *In*: DNPM. 1946. Histórico do Serviço Geológico e Mineralógico e considerações sobre suas atividades. *Boletim do Serviço Geológico Mineralógico. Brasil*, 100, p. 9-36.

FIGUEIROA, S. F. M. 1994. O primeiro geological survey do Brasil: um pouco da história da Comissão Geológica do Império. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Camboriú, 1994. *Anais*. Camboriú, Sociedade Brasileira de Geologia, v. 1, p. 8-9.

FREITAS, M. V. 2001. *Hartt: Expedições pelo Brasil Imperial*. São Paulo. Ed. Metalivros, 250 p.

GUEDES, M. P. C. M.& CONTE, C. N. 1983. *Bibliografia e Índice da Geologia do Brasil* – 1976-1978. Brasília, Série Bibliografia, 10. Departamento Nacional da Produção Mineral, 228 p.

IGLESIAS, D. 1943. Bibliografia e Índice da Geologia do Brasil – 1641-1940. *Boletim da Divisão Geologia Mineralogia*, 111, 323 p.

IGLESIAS, D. & MENEGUEZZI, M. L. 1960. Bibliografia e Índice da Geologia do Brasil – 1941-1950. *Boletim da Divisão Geologia e Mineralogia*, 206, 167 p.

IGLESIAS, D. & MENEGUEZZI, M. L. 1967. Bibliografia e Índice da Geologia do Brasil – 1951-1960. *Boletim da Divisão Geologia e Mineralogia*, 238, 203 p.

LOPES, M. L. 1994. Charles Frederic Hartt, o Museu Nacional do Rio de Janeiro e a Comissão Geológica do Império. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Camboriú, 1994. *Anais*. Camboriú, Sociedade Brasileira de Geologia, v. 1, p. 2-4.

MENDES, J. C. 1974. Pesquisas paleontológicas no Brasil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 46, p. 369-376.

MENDES, J. C. & PETRI, S. 1971. *Geologia do Brasil*. Rio de Janeiro: Instituto Nacional do Livro (Enciclopédia Brasileira. Biblioteca Universitária, Geociências. Geologia, 9), 207 p.

OLIVEIRA, A. I. & LEONARDOS, O. H. 1940. *Geologia do Brasil*. Rio de Janeiro: Comissão Brasileira dos Centenários de Portugal, 472 p.

PETRI, S. 2001. As pesquisas paleontológicas no Brasil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 1, p. 7-136.

PRICE, M. G. T. 1978. *Bibliografia e Índice da Geologia do Brasil:* 1968-1970. Brasília: Departamento Nacional da Produção Mineral, (Bibliografia, 1), 409 p.

RAJA GABAGLIA, G. P. & MILANI, E. J. (Coord.). 1990. *Origem e evolução das bacias sedimentares brasileiras*. Rio de Janeiro: Petrobras, 415 p.

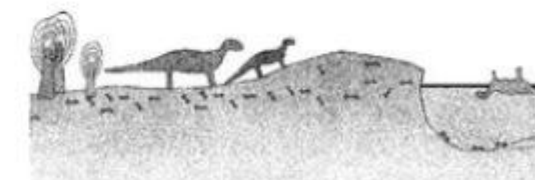
ROCHA CAMPOS, A. C. & MENDES, J. C. 1990. Paleontologia. *In*: ENCICLOPÉDIA MIRADOR INTERNACIONAL. São Paulo: Encyclopaedia Britannica do Brasil Publ. Ltda, v. 15, p. 8.490-8.500.

TELLES ANTUNES, M.; BALBINO, A. C. & FREITAS, I. 2005. Early (18th century) discovery of Cretaceous fishes from Chapada do Araripe, Ceará, Brazil. Specimens kept at the "Academia das Ciências de Lisboa". *Museum. Comptes Rendus Paleovol, 4*: 375-384.

TOSATTO, P. 2001. *Orville A. Derby. "O pai da Geologia do Brasil"*. Rio de Janeiro: CPRM; DNPM, 126 p.

VIANA, C. F. 1985. Bioestratigrafia – 25 anos na Petrobras. *In*: CAMPOS, D. A. *et alii*. (Coord.). *Coletânea de Trabalhos Paleontológicos*. Brasília: Departamento Nacional da Produção Mineral, (Geologia, 27, Paleontologia e Estratigrafia, 2), p. 521-524.

Tafonomia: Processos e Ambientes de Fossilização

Marcello Guimarães Simões
Sabrina Coelho Rodrigues
Cristina Bertoni-Machado
Michael Holz

Tafonomia é a ciência que estuda o processo de preservação dos restos orgânicos no registro sedimentar e como esses processos afetam a **qualidade** do registro fóssil (Behrensmeyer *et alii*, 2000). O termo Tafonomia (do grego: *tafos* = sepultamento; *nomos* = leis) foi introduzido na literatura por Efremov (1940), originalmente para designar o estudo das "leis" que governam a transição dos restos orgânicos da biosfera para litosfera. De um modo geral, pode-se dizer que a Tafonomia nasceu da necessidade do paleontólogo em entender como os organismos e seus restos chegaram à rocha e quais foram os fatores e processos que atuaram na formação das concentrações fossilíferas. Rapidamente, notou-se, porém, que a passagem dos restos orgânicos da biosfera para a litosfera não podia ser descrita por "leis", nem visualizada como ocorrendo dentro de certos padrões constantes e repetitivos. A partir daí, a Tafonomia ganhou terreno no âmbito da Geologia e a Paleobiologia, especialmente após os rigorosos programas de pesquisa conduzidos por J. Weigelt e E. Wasmund, pesquisadores da chamada Escola Alemã de Actuopalentologia (vide Cadée, 1991, para uma revisão histórica). Historicamente, a Tafonomia desenvolveu-se independentemente na Paleontologia de Invertebrados, Vertebrados e Paleobotânica e, de modo tardio, na Micropaleontologia e Palinologia. Atualmente, ciências relacionadas à Paleontologia, como a Arqueologia e a Paleoantropologia têm demonstrado interesse, sendo que uma das áreas com maior desenvolvimento é o da chamada Tafonomia Forense. A despeito dos enormes avanços ocorridos no campo conceitual e metodológico da Tafonomia, não existe ainda, porém, uma "Teoria Tafonômica Unificadora" (Kowalewski, 1997). A figura 3.1 resume, esquematicamente, algumas das relações entre a tafonomia e outras disciplinas paleontológicas e geológicas.

		Eventos	Ciências Correlatas
TAFONOMIA	Diagênese	Soerguimento ↑ Fossildiagênese ↑	Tectônica & Petrografia Sedimentar
		Soterramento final	
	Bioestratinomia	↑ Retrabalhamento ↻ Soterramento ↻ Transporte ↑ Desarticulação ↑	Sedimentologia
	Necrologia	Decomposição ↑	Tanatologia
		Morte	
		↑ Nascimento	Paleoecologia

Figura 3.1 Principais subdivisões e eventos da Tafonomia e ciências correlatas (modificado de Holz & Simões, 2002).

A Natureza do Registro Fóssil

Seilacher (1970) foi o primeiro autor a tratar os restos orgânicos como partículas sedimentares, sujeitas aos mesmos processos de transporte, seleção e concentração das partículas sedimentares clásticas, no ciclo exógeno. Seilacher (1970) empregou os termos **retrato de morte** (= *Todesbild*), para designar as **tafocenoses** (concentração de partículas biogênicas soterradas) ou **orictocenoses** (concentrações fósseis) e **retrato de vida** (= *Lebensbild*), para designar as **biocenoses**, ou seja, a fonte dos materiais ou restos orgânicos que irão compor as assembleias fósseis (figura 3.2). Comumente, as tafocenoses representam um "retrato" distorcido e repleto de tendenciamentos, decorrentes dos diversos processos ou filtros tafonômicos (figuras 3.2 e 3.3). A meta da Paleontologia e, em especial da Paleoecologia, é a compreensão do **retrato de vida**, a partir da identificação e da descrição dos processos tafonômicos, sedimentares e temporais que atuaram na gênese do registro fóssil (figura 3.3), ou seja, no **retrato de morte**. Portanto, o reconhecimento e a quantificação dos tendenciamentos presentes nas tafocenoses (fonte de dados paleontológicos) é a motivação primária por trás dos estudos tafonômicos.

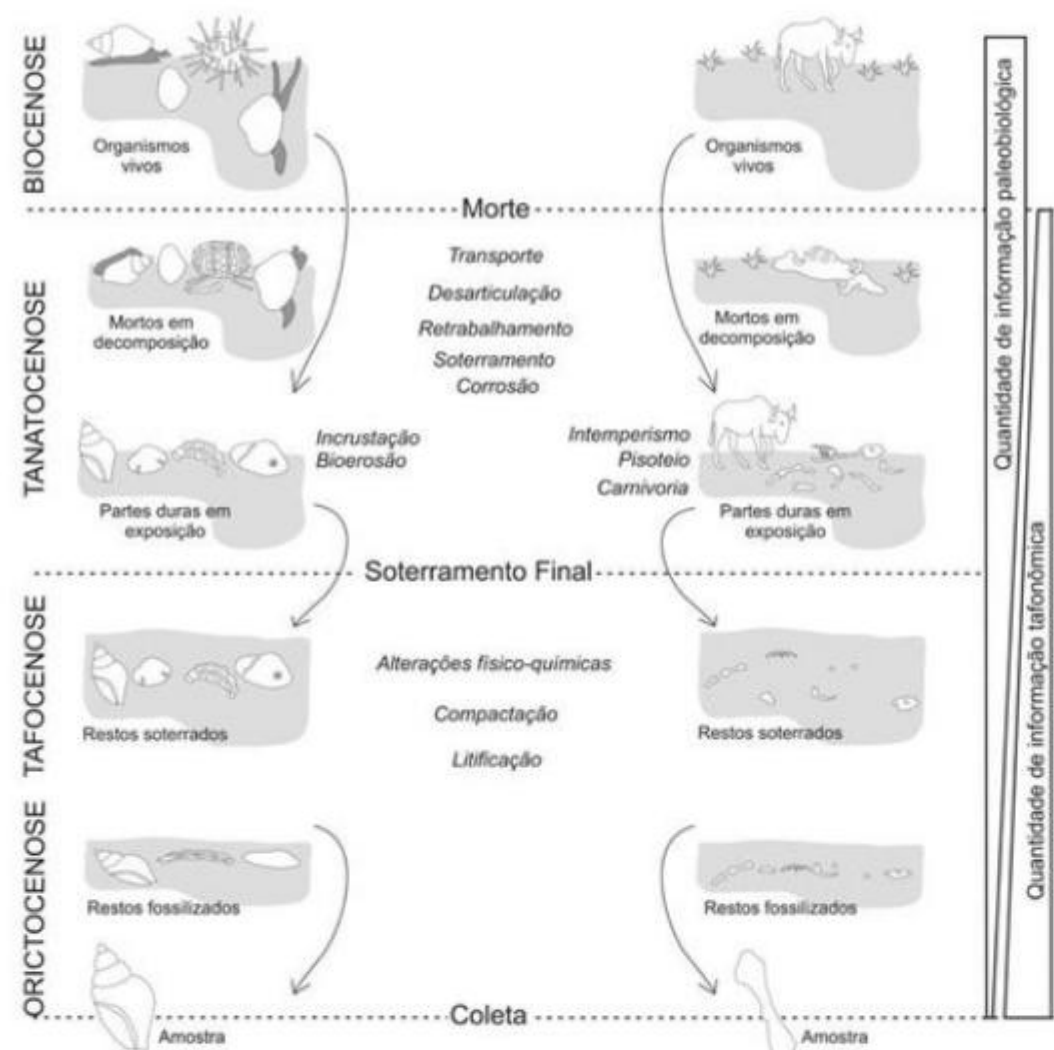



Figura 3.2 Síntese das principais etapas do processo de fossilização, desde a biocenose (comunidade de vida) até a orictocenose (concentração fossilífera). Note que os processos tafonômicos variam, segundo o ambiente (aquático *versus* continental) e os táxons considerados (invertebrados bentônicos *versus* vertebrados terrestres). À direita está representada a variação hipotética na quantidade de informação fornecida pelo registro, ao longo das diferentes etapas da fossilização. Vide explicação no texto.

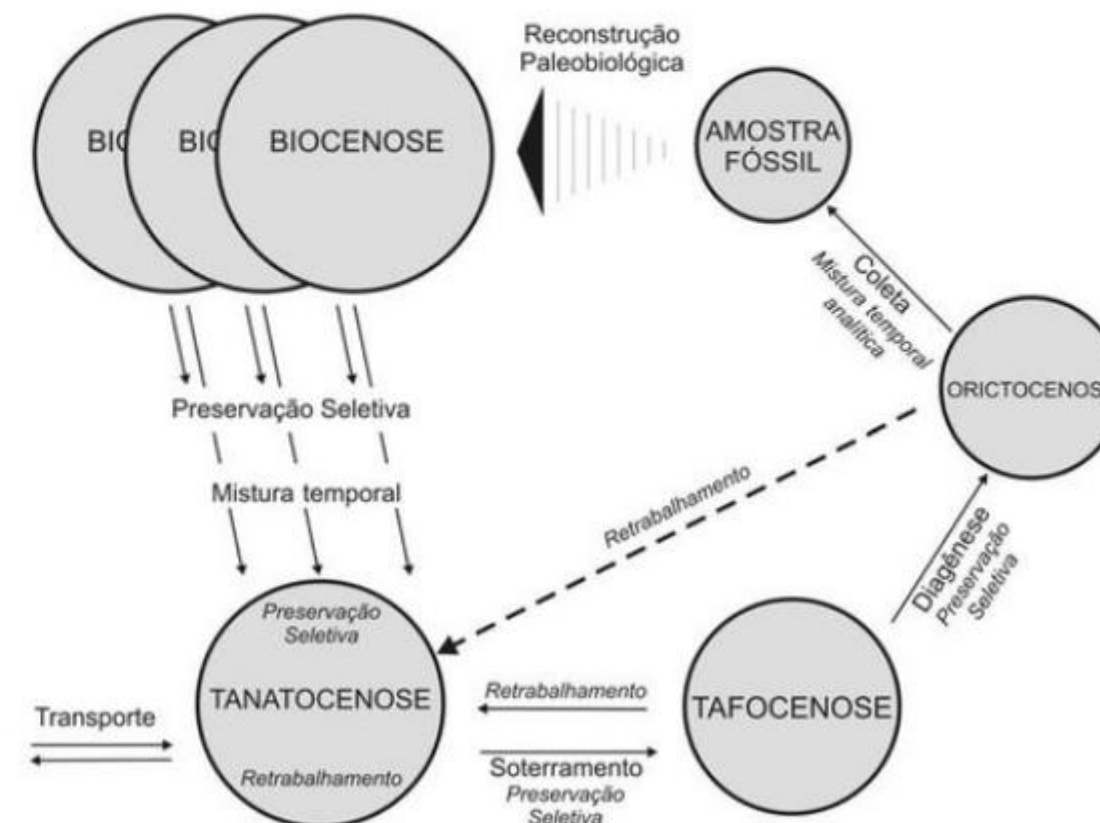



Figura 3.3 Representação esquemática do processo de fossilização, destacando os principais "filtros" que atuam nas diversas fases, partindo da comunidade de vida até a coleta. A redução do tamanho dos círculos no esquema representa a perda de informação paleobiológica ao longo do processo (modificado de Behrensmeyer *et alii*, 2000).

Tendo em vista os comentários acima, é interessante, primeiramente, entender quais são os possíveis fatores que atuam na formação do registro fóssil e como esses introduzem distorções que afetam a sua qualidade. É consenso geral entre paleontólogos e geocientistas que o registro fóssil é incompleto, pois durante a sua formação, fatores intrínsecos (e. g. composição e microestrutura do esqueleto) e extrínsecos (e. g. taxas de sedimentação, pH da água intersticial) atuam contribuindo para aumentar ou diminuir as probabilidades de preservação dos restos orgânicos. Embora incompleto, o registro fóssil é, porém, muito adequado à maioria dos requisitos da Paleontologia, bem como, à solução de problemas geológicos (biocorrelação) e biológicos (evolução) mais amplos (Donovan & Paul, 1998). De fato, nas últimas duas décadas (veja uma síntese em Kidwell & Holland, 2002), avanços na tafonomia e estratigrafia em muito contribuíram para ampliar o entendimento sobre a **completude** do registro fóssil. A pesquisa tafonômica, nessa área esteve concentrada em quantificar as probabilidades de preservação de diferentes grupos taxonômicos, determinar a resolução temporal e espacial dos níveis fossilíferos e no reconhecimento das mudanças seculares dos padrões de fossilização ao longo do Fanerozoico. Por outro lado, a estratigrafia concentrou-se em elucidar questões relativas à identificação e dimensão temporal dos hiatos estratigráficos, dentre outros problemas. Esses avanços transformaram a pesquisa paleontológica, particularmente no que diz respeito às análises macroevolutivas (Kidwell & Holland, 2002).

Tendo isso em mente, a seguir serão analisados os principais parâmetros relativos à natureza do registro fóssil. Esses parâmetros são:

1) a **completude**;

2) a **mistura temporal**;

3) a **mistura espacial**.

Tais parâmetros expressam a chamada **qualidade do registro fóssil** (Kidwell & Flessa, 1996; Kowalewski, 1997; Kidwell & Holland, 2002). Antes, porém, é conveniente tecer breves comentários sobre a **completude do registro biológico**.

Estimativas recentes sobre a biodiversidade dão conta que apenas 10% das espécies existentes (viventes) já foram descritas (Sepkoski, 1981; Paul, 1985, 1998; Foote, 2001). Notavelmente, mesmo que todas as espécies existentes no mundo fossem descritas, essas representariam cerca de 3-5% de todas as espécies que viveram ao longo do Fanerozoico. Quando são considerados os ambientes sedimentares do Recente, sabe-se que tanto esses, como os hábitos de vida dos organismos afetam a probabilidade de esses serem encontrados e estudados. É só pensar na facilidade de acesso à coleta de dados e material biológico no ambiente praial, em comparação ao ambiente marinho abissal. Portanto, o registro de espécies viventes é igualmente incompleto, tendencioso e ainda pouco conhecido. Além disso, nenhuma ciência está fundamentada em um conjunto completo de informações. Os dados advindos do registro fóssil são, portanto, comparáveis ao conjunto de dados disponíveis para qualquer outra ciência (C.R.C., Paul, Nature Debates *on-line*, http://www.nature.com/nature/debates/fossil/fossil_9.html#4, julho de 2008).

Completude refere-se à representatividade de um táxon ou grupo taxonômico no registro sedimentar. Já foi dito que táxons diferentes possuem distintas probabilidades de preservação. Como resultado, o registro paleontológico não é completo, com determinados grupos taxonômicos (e. g. moluscos) possuindo melhor representatividade do que outros (e. g. cnidários medusoides). Esse fato é claramente demonstrado pelo escasso registro fóssil de organismos desprovidos de partes duras mineralizadas. A preservação de organismos de corpo mole (e. g. fauna de Ediacara, Austrália) requer condições deposicionais particulares, as quais são geologicamente raras, ocorrendo em intervalos de tempo muito distintos e sob condições ambientais muito específicas (vide o item Preservação Excepcional). Contrariamente, os táxons com partes biomineralizadas estão melhor representados no registro fóssil.

Estimativas recentes (Kidwell & Holland, 2002) mostram que cerca de 50% das espécies de corais escleractíneos, 75% de equinoides e 90% de moluscos encontrados vivos possuem representantes mortos nas tanatocenoses locais (**tanatocenose** = assembleia de mortos, vide figuras 3.2 e 3.3) (Kidwell & Flessa 1996). Obviamente, porém, os processos operantes nos ambientes sedimentares diminuem ou reduzem a probabilidade de preservação de determinados táxons, como indicado por Valentine (1989). Esse autor demonstrou que 80% das espécies viventes de moluscos conchíferos, atualmente encontradas na província da Califórnia estão preservadas nas rochas locais do pleistocênico. Em outras palavras, do Pleistoceno para o Holoceno houve uma perda de aproximadamente 20% na representatividade de elementos desse grupo.

É importante observar ainda que, em geral, para os grupos taxonômicos providos de partes biomineralizadas, as perdas durante o processo de fossilização são relativamente previsíveis (Kidwell & Holland, 2002) e, atualmente, bem conhecidas. Dados muito recentes, disponíveis para os moluscos bivalves (Valentine *et alii*, 2006) mostram, por exemplo, que os táxons faltantes no registro fóssil, não representam uma amostra aleatória dentro desse grupo. Por exemplo, dos 1.292 *taxa* (gêneros e subgêneros) de moluscos viventes, 308 não têm representantes no registro fóssil. Esses *taxa* faltantes apresentam, pelo menos, duas das condições a seguir: possuem conchas muito pequenas (em torno de 1 cm) e de fácil dissolução (aragoníticas), são parasitas ou comensais, ou vivem em áreas marinhas profundas (abaixo dos 200 metros), tendo distribuição geográfica restrita (Valentine *et alii*, 2006). De fato, comumente, os organismos com partes duras de pequenas dimensões estão mais susceptíveis à destruição (física, química e/ou biológica) (Cooper *et alii*, 2006). Da mesma forma, esqueletos compostos por aragonita são preferencialmente destruídos por dissolução, se comparados aos de calcita. O tamanho das populações também exerce influência, estando os táxons com populações grandes melhor representados no registro (Kidwell & Flessa, 1996).

Mistura temporal (=*time-averaging* ou *temporal mixing*) refere-se à mistura de partículas bioclásticas (restos esqueletais) de diferentes idades (horas a milhões de anos) em uma única acumulação. Trata-se de um fenômeno comum e inerente ao registro sedimentar e que não pode ser removido ou eliminado pelas estratégias de coleta e análise dos dados paleontológicos (Kowalewski *et alii*, 1998). O fenômeno resulta da bioturbação dos sedimentos, da compactação,

mas principalmente do retrabalhamento dos substratos por agentes hidráulicos, tais como as tempestades e ondas, sob regime de baixa taxa de sedimentação. De fato, na maioria dos ambientes sedimentares, o retrabalhamento e a deposição de sedimentos, por eventos de alta energia, como as tempestades (ambiente marinho) e inundações (ambiente fluvial) não ocorrem periodicamente, ou seja, no dia a dia. Esses são eventos episódicos no tempo. Portanto, normalmente, as taxas de sedimentação são relativamente mais baixas do que o tempo de vida dos indivíduos de uma dada população. Em outras palavras, as taxas de sedimentação do dia a dia não são, em geral, suficientemente altas, para individualizar camadas contendo as diferentes gerações que já existiram, de uma dada população, pois para que isso ocorresse seriam necessários soterramentos contínuos, individualizando as diferentes gerações, em estratos únicos. Obviamente, como essas condições não existem nos ambientes sedimentares, as tanatocenoses compreendem, em geral, acumulações de restos esqueletais de indivíduos de diferentes gerações, que nunca conviveram juntos (Kowalewski *et alii*, 1998; Olszewski, 2004). Em casos extremos, quando condições de baixa taxa de sedimentação prevalecem por períodos prolongados de tempo, coincidindo com mudanças ambientais, restos esqueletais de organismos de diferentes ambientes poderão estar misturados, em um único estrato sedimentar ou concentração fossilífera (Simões & Kowalewski, 1998). Tais estratos compreendem registros temporal e ambientalmente condensados (Simões & Kowalewski, 1998). O aumento na durabilidade dos esqueletos, em razão da robustez, só contribui para ampliar a possibilidade de ocorrência da mistura temporal, já que os esqueletos mais duráveis poderão permanecer por mais tempo nas superfícies deposicionais ou sobreviver aos inúmeros episódios de retrabalhamento e soterramento.

A pesquisa tafonômica da década de 1990 procurou tratar o problema da mistura temporal a fundo (veja uma síntese das escalas de tempo de acumulação para assembleias de invertebrados, vertebrados e plantas em Kidwell & Behrensmeyer, 1993a,b,c). Como resultado, sabe-se hoje que, para as acumulações de conchas de moluscos, braquiópodes e foraminíferos, em ambientes marinhos, plataformais, do Recente, a mistura temporal envolvida é da ordem de centenas a milhares de anos (e. g. Caroll *et alii*, 2003; Barbour-Wood *et alii*, 2006). Padrão temporal semelhante é apresentado pelas concentrações de ossos de vertebrados em sistemas fluviais. Os depósitos sedimentares gerados em sistemas fluviais contêm os principais registros de vertebrados fósseis. Neles também são verificadas as maiores misturas temporais. O retrabalhamento dos ossos depositados nos canais fluviais e nas planícies de inundação gera acúmulos de ossos com mistura temporal da ordem de 1 000 a 100 000 anos (Behrensmeyer, 1982; Behrensmeyer & Hook, 1992). Estudos indicam que é baixa a probabilidade de haver registros de sedimentações, nesse intervalo de tempo de 10^2 a 10^4 anos. Concentrações de ossos encontradas em sedimentos de canal fluvial indicam mistura temporal da ordem de 10^2 a 10^3 anos. Portanto, para serem fossilizados, os restos de vertebrados devem sobreviver ao retrabalhamento e outros fatores tafonômicos de destruição por intervalos prolongados de tempo. Nos canais fluviais, a quantidade de tempo envolvida numa tafocenose dependerá do grau de erosão da planície e da taxa de sedimentação nas barras. Behrensmeyer (1982) exemplifica da seguinte maneira: se o canal apresenta uma profundidade de 2 metros e os depósitos das barras apresentam uma taxa de acumulação de 0,5 m/1 000 anos (típico de depósitos fluviais, vide referências em Behrensmeyer, 1982), então a assembleia fóssil representará, pelo menos 4 000 anos. Em contraste ao verificado no caso dos invertebrados conchíferos e vertebrados, as acumulações de órgãos vegetais frágeis, tais como as folhas, por exemplo, apresentam mistura temporal de meses a anos, apenas.

A despeito das sérias implicações paleoecológicas do fenômeno de mistura temporal, um aspecto importante que tem sido demonstrado pelos resultados das pesquisas recentes, nessa área de investigação, é o de que as tafocenoses contendo mistura temporal, da ordem de centenas a milhares de anos são dominadas por indivíduos pertencentes às classes de idades mais recentes, sendo os mais antigos, numericamente menos representativos (figura 3.4) (Kidwell, 2002). Esse aspecto é, até certo ponto, previsível, pois a destruição e alteração dos materiais biológicos ocorrem durante a fase de acumulação desses. Portanto, os materiais mais antigos têm maior probabilidade de serem expostos aos agentes de destruição tafonômica do que os recém-incorporados aos sedimentos. Quanto maior a susceptibilidade à destruição e eliminação, menor a possibilidade de se juntar à tanatocenose. Por esse motivo, os elementos biológicos mais antigos contribuem pouco para a formação da acumulação bioclástica final (Kowalewski *et alii*, 1998; Olszewski, 2004).

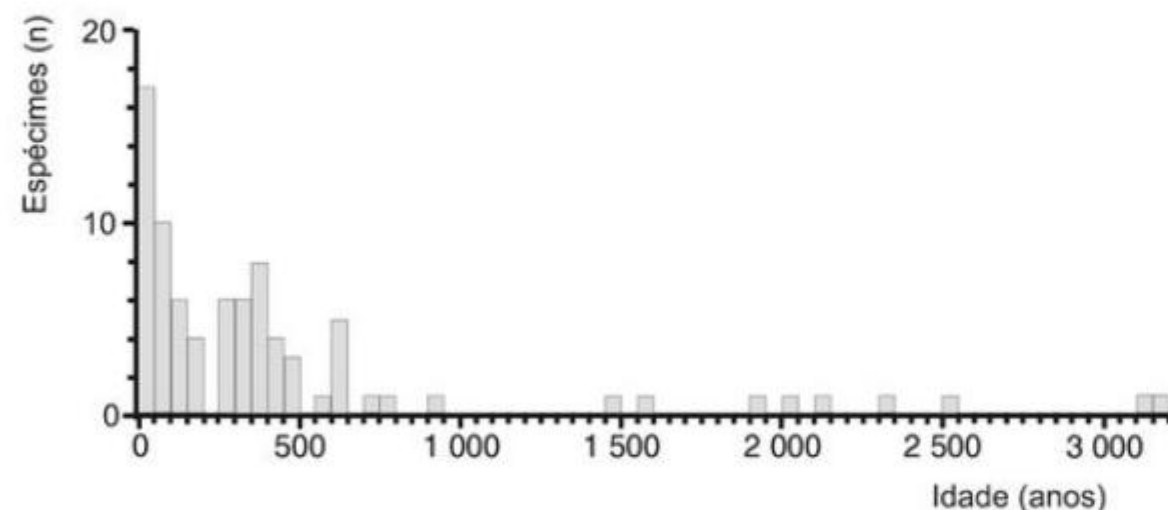



Figura 3.4 Estrutura da mistura temporal de concentração de conchas de braquiópodes da plataforma continental brasileira. Note que a mistura temporal é da ordem de 3 500 anos (idade da concha mais antiga na amostra). Observe, porém, que a maior parte dos espécimes pertence às idades mais novas, em torno de 0 (recém-mortos) a 500 anos (modificado de Carroll *et alii*, 2003).

Mistura espacial ou condensação ambiental diz respeito à mistura de partículas biogênicas de organismos que ocupam diferentes ambientes sedimentares em uma única acumulação bioclástica. Assim como o fenômeno de mistura temporal, a mistura espacial confunde e dificulta a habilidade dos paleontólogos de reconstruir e interpretar as antigas comunidades e paleoambientes. Por essa razão, o estudo tafonômico e sedimentar/estratigráfico deve, obrigatoriamente, preceder à análise paleoecológica. O aumento da robustez do esqueleto biomineralizado de muitos grupos taxonômicos ao longo do Fanerozoico, além de torná-los mais susceptíveis à mistura temporal, contribuiu também para torná-los mais propensos ao transporte e retrabalhamento, após a morte. Ou seja, tafocenoses contendo restos esqueletais muito robustos e duráveis tendem a apresentar baixa resolução espacial. Em contraste, os restos de organismos com partes esqueletais delgadas e frágeis estão menos sujeitos ao transporte ou a permanecerem por prolongados períodos de tempo na interface água/sedimento. Do mesmo modo, organismo com corpo mole ou mesmo os icnofósseis estão, em geral, preservados *in situ*, apresentando alta resolução espacial. Obviamente, não apenas a durabilidade irá influenciar, pois o transporte das partículas bioclásticas dependerá também de outros fatores, tais como a forma, a densidade, o peso da partícula e a energia do meio (competência do agente de transporte), dentre outros. Além disso, o modo de vida e o comportamento dos organismos também têm influência, já que os restos esqueletais de organismos bentônicos, escavadores profundos, estão menos propensos ao transporte do que os de organismos bentônicos de epifauna. Por exemplo, conchas espessas e duráveis de braquiópodes rhychonelliformes, tais como as verificadas na espécie *Bouchardia rosea* são acumuladas a dezenas de quilômetros do seu hábitat original (Simões *et alii*, 2007), mas conchas frágeis e delgadas de braquiópodes lingulídeos dificilmente são encontradas a muitos quilômetros do local de vida ou de morte desses invertebrados (Kowalewski, 1996). Esse exemplo é interessante, pois ilustra como os fatores intrínsecos (e. g. espessura e durabilidade das conchas) podem influenciar a mistura espacial dos restos esqueléticos, de elementos de um mesmo grupo taxonômico (Brachiopoda), vivendo em um mesmo ambiente sedimentar (marinho raso).

Finalmente, com o intuito de consolidar os conceitos apresentados até aqui, em especial os relativos à qualidade do registro fóssil é conveniente tentar responder ao seguinte questionamento: Quem, por exemplo, possui melhor registro fóssil, os moluscos providos de partes biomineralizadas (e. g. conchas) ou os órgãos vegetais frágeis, tais como, as flores? Essa questão é instigante e deve remeter o leitor a raciocinar sobre os possíveis fatores intrínsecos (relativos aos fósseis) e extrínsecos (relativos aos ambientes sedimentares) que estão envolvidos na formação do registro fóssil. A resposta rápida e intuitiva parece favorecer aos moluscos, pois esses organismos possuem conchas calcárias, as quais são resistentes e passíveis de melhor preservação. Já os restos vegetais, em especial as flores, são estruturas frágeis e delicadas, sendo destruídas rapidamente no ciclo exógeno. De fato, os órgãos vegetais têm, em geral, baixo potencial de preservação (exceto troncos, pólens e esporos) (Greenwood, 1991; Kowalewski, 1997), especialmente se comparados aos elementos que compõem os esqueletos dos vertebrados e invertebrados conchíferos. Porém, a resposta não é assim tão simples quanto parece, pois o fato de as conchas calcárias serem robustas e mais duráveis, na interface água/sedimento, aumenta as chances de mistura temporal e espacial dessas partículas. Consequentemente, embora mais completo, o registro fóssil dos moluscos tende a apresentar grande mistura temporal e espacial. Já a preservação de órgãos frágeis, como as flores, implica em condições ambientais muito específicas, envolvendo o rápido soterramento, com pouca ou nenhuma exposição na interface água/sedimento. Portanto, embora sejam raros os depósitos que contêm esses fósseis, o que torna o seu registro muito incompleto, tais ocorrências possuem elevada resolução espacial e temporal (Kowalewski, 1997) (figura 3.5), possuindo, portanto, melhor qualidade do registro.

Para concluir, a seguir são listadas algumas generalizações importantes, referentes à natureza do registro fóssil:

a) organismos providos de partes duras biomineralizadas têm maior potencial de preservação;

b) preservação dos restos orgânicos é favorecida por rápido soterramento, especialmente por sedimentos finos (pouca turbulência), na ausência de organismos decompositores;

c) perda de informação por processos tafonômicos, no ambiente marinho raso, resulta, tipicamente, da fragmentação, dissolução e bioerosão;

d) perda de informação por processos tafonômicos, no ambiente continental, terrestre e fluvial, resulta, caracteristicamente, do transporte, desarticulação, retrabalhamento e quebra (fratura), por agentes hidráulicos (água) e biológicos (predação, carnivoria, pisoteio);

e) organismos com distribuição vertical (temporal) e horizontal (geográfica) restrita tem menor probabilidade de preservação.

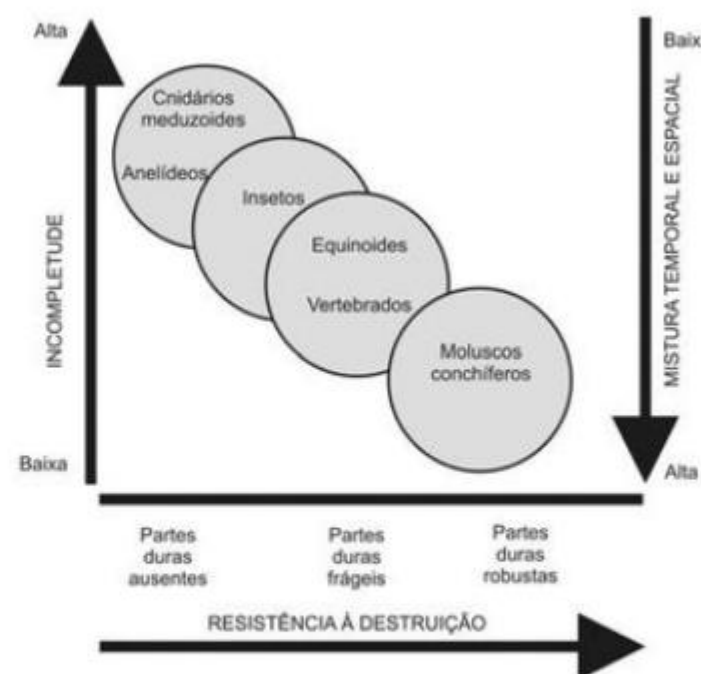



Figura 3.5 Modelo tafonômico recíproco, modificado de Kowalewski (1997). Explicação no texto.

O Processo de Fossilização: da Biosfera à Litosfera

O entendimento dos processos que levam à preservação dos elementos das antigas biotas é melhor visualizado através dos diversos estágios que conduzem à fossilização. Esses estágios estão representados nas figuras 3.2 e 3.3. A assembleia contendo os elementos vivos é denominada de **biocenose** (*Bio*=vida, *cenon*=comunidade; assembleia de vida) e os seus elementos mortos irão compor a **tanatocenose** (*Tanato* = morte, *ceno* = comunidade; assembleia de morte). Vários processos tafonômicos (descritos mais adiante) irão agir para formar a **tafocenose** (*Tapho* = sepultamento, *ceno* = comunidade; assembleia de restos soterrados) e, finalmente, a **orictocenose** (*Oricto*=fóssil, *ceno*=comunidade; assembleia fóssil que o paleontólogo encontra no jazigo fossilífero). O processo de fossilização tem início com os **processos necrológicos**, envolvendo a **morte** e a **decomposição (necrólise)** dos organismos, seguindo os **processos bioestratinômicos**, incluindo, por exemplo, a **desarticulação**, o **transporte/retrabalhamento** dos restos esqueletais e o **soterramento final**. Por último, atuam os **processos diagenéticos (fossildiagênese)**. Em geral, predominam na fase bioestratinômica da preservação os processos biológicos e físicos (e. g. fragmentação) e, em menor grau, os químicos. Após o soterramento, têm início os processos físico-químicos relativos a **diagênese**. Finalmente, nessa fase estão incluídas também as alterações produzidas pelos processos tectônicos que soerguem os estratos rochosos, expondo-os à superfície terrestre (figura 3.1).

A. Processos Necrológicos

A primeira fase do processo de fossilização envolve a morte e a decomposição dos tecidos de conexão orgânica, por ação bacteriana. É importante lembrar aqui, entretanto, que a morte isoladamente não é, necessariamente, pré-condição para que os restos esqueletais dos organismos sejam incorporados aos sedimentos e, finalmente, preservados. Basta lembrar que alguns grupos vegetais perdem suas partes através de mecanismos fisiológicos. Folhas, por exemplo, podem ser descartadas durante o outono, ou ainda desconectadas durante fortes tempestades, assim como os frutos e as sementes. Determinados invertebrados produzem ecdise (muda), durante o desenvolvimento ontogenético. As mudas podem ser incorporadas ao registro fóssil, caso bem conhecido para os trilobites. Obviamente, as mudas não representam indivíduos mortos. Mamíferos, por exemplo, perdem naturalmente os dentes. Portanto, tanto os vegetais, como os animais podem, em vida, perder partes de seus esqueletos as quais poderão ser incorporadas aos sedimentos sem que, necessariamente, a morte desses indivíduos tenha ocorrido. Contudo, na grande maioria dos casos, a morte compreende o início do processo de fossilização.

Na natureza são reconhecidos, basicamente, dois tipos de morte, ou seja:

a) **morte seletiva**;

b) **morte não seletiva**.

A morte seletiva, como o próprio nome sugere, é aquela que afeta, com maior probabilidade, determinadas faixas de idades de uma dada população. As causas decorrem, em geral, de fatores como o envelhecimento, as doenças e a predação. A **morte seletiva** é dita **morte natural**, afetando os indivíduos mais jovens ou os mais idosos de uma dada população. A concentração fossilífera resultante deste processo irá apresentar dominantemente os elementos das classes de idades mais susceptíveis ao fenômeno (e. g. jovens, senis), e um estudo estatístico das classes de tamanho (idades) irá apresentar uma distribuição bimodal, mais ou menos acentuada (figura 3.6). Porém, todo cuidado no tratamento dos dados deverá ser tomado, pois estes padrões podem ser resultantes, também, de transporte seletivo dos restos esqueletais (= partículas bioclásticas).

O outro tipo de **morte** é a **não seletiva** ou **catastrófica**, que ocorre quando algum evento de grande magnitude (e. g. enchentes descomunais, tempestades, secas, marés vermelhas, erupções vulcânicas) atinge grande parte da população, indistintamente. Neste caso, as classes de idade irão apresentar uma distribuição que reflete mais ou menos fielmente a estrutura populacional original, mantendo as proporções entre juvenis, adultos e senis (figura 3.6).

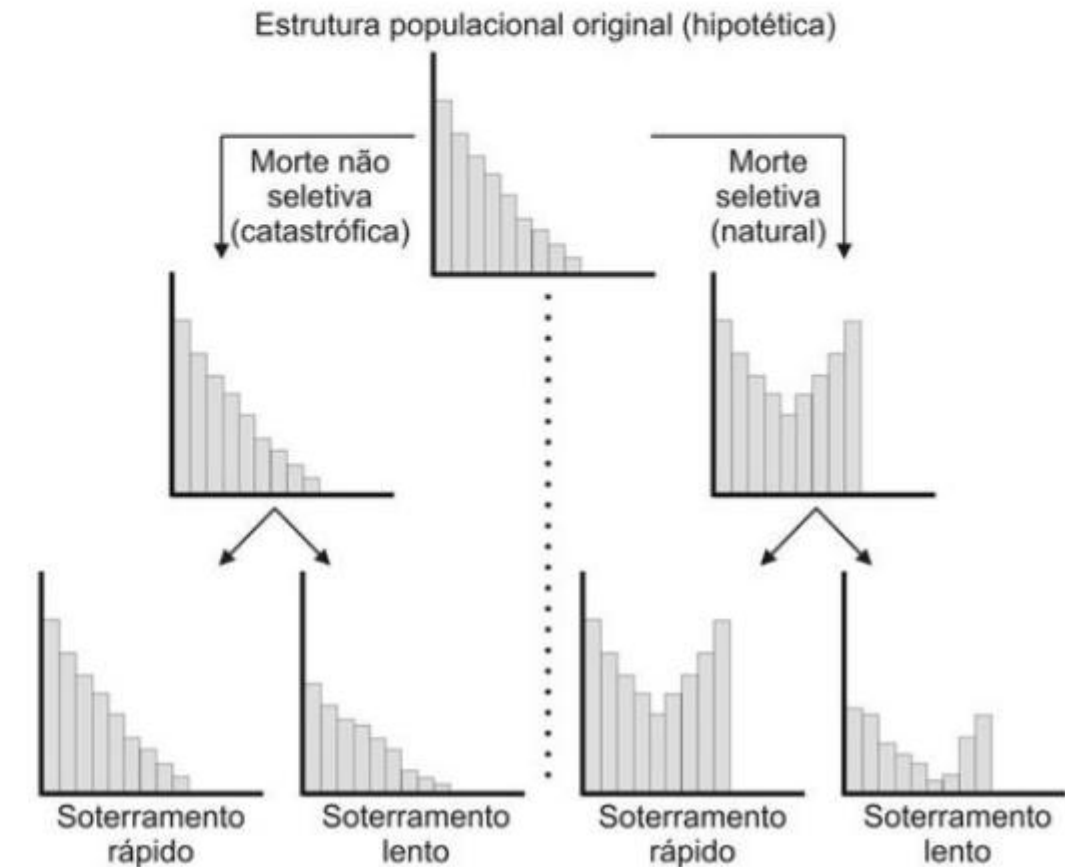



Figura 3.6 Padrões de classes de tamanho (desenvolvimento ontogenético), decorrentes de morte não seletiva (catastrófica) e de morte seletiva (natural), modificados de Shipman (1981). Notar o padrão de estrutura populacional preservada no caso de morte não seletiva e a bimodalidade, no caso de morte seletiva.

Os estágios ontogenéticos (a idade) dos elementos presentes em uma dada tafocenose pode ser estimada utilizando-se critérios específicos para os diferentes táxons estudados. Para os invertebrados, por exemplo, são empregadas feições como o tamanho, o número de enrolamentos (espiras) ou de linhas de crescimento da concha. Já para os vertebrados utilizam-se feições como o desgaste dentário, a sinostose e o tamanho dos ossos.

Após a morte ou o descarte das partes esqueletais, segue-se a decomposição (**necrólise**), por ação bacteriana e de outros organismos necrófagos ou decompositores. Esse processo é muito importante na história de preservação de qualquer organismo, pois é nessa etapa que ocorrerá, em maior ou menor grau, o consumo dos tecidos de conexão orgânica, favorecendo a desar-ticulação das partes esqueletais. A decomposição é um processo contínuo que leva de horas a anos para se processar, dependendo das condições ambientais. Ao longo dos diferentes estágios de decomposição, alterações físicas irão ocorrer com os indivíduos mortos. As características morfológicas dos organismos (invertebrados *versus* vertebrados), os diferentes hábitos de vida (infauna *versus* epifauna), os distintos ambientes de morte e decomposição (marinho *versus* continental desértico) exercem influência no processo de necrólise.

Para exemplificar esse processo, a seguir será considerado um vertebrado terrestre, que permanecerá na superfície do solo, por um prolongado período de tempo (um ano), sem recobrimento por sedimentos. Nesse caso, tipicamente, a decomposição tem início em até três dias após a morte do organismo. Nesse período, externamente o organismo não aparenta ainda qualquer alteração física importante, mas internamente as bactérias que estavam presentes no trato intestinal, durante a vida do animal, começam a digerir os órgãos internos, particularmente o intestino. Com a decom-

posição dos tecidos, as enzimas digestivas presentes no intestino alcançam outras cavidades do corpo, contribuindo para sua decomposição. No intervalo de 4 a 10 dias após a morte, tem início a produção de gases intestinais (metano, gás sulfídrico) por bactérias anaeróbias (figura 3.7). Esse fato é extremamente importante do ponto de vista tafonômico, porque no caso de vertebrados aquáticos ou que após a morte são transportados para os ambientes aquosos, a produção de gases intestinais contribui para a flutuação e transporte. Esse assunto será retomado mais adiante. Prosseguindo, a produção de gases cria pressão interna, forçando os fluidos para fora das células e vasos sanguíneos e outras cavidades do corpo. O cheiro produzido pelos gases atrai insetos. Já entre 10 e 20 dias, há o consumo e o rompimento dos tecidos e escape dos gases. Concomitantemente, há perda de grandes volumes de fluidos corpóreos, os quais são absorvidos pelo solo ao redor. Alguns insetos se alimentam desse material ou dos tecidos. Nessa fase, a carcaça perde volume, colapsa e torna-se achatada. A atividade bacteriana segue, juntamente com a ação dos insetos. No período de 20 a 50 dias após a morte, todos os tecidos moles serão removidos, havendo ressecamento da carcaça e, a partir daí, até 360 dias após a morte, a decomposição irá se processar de maneira muito lenta. Se presentes, alguns elementos tais como pelos e cabelos irão desaparecer, restando apenas os ossos. Esse processo de remoção dos tecidos moles é denominado de **esqueletonização**.

Em razão da rápida decomposição, somente em casos excepcionais os tecidos moles ficarão preservados (vide preservação excepcional: *fossil-lagerstätten*, mais adiante). Assim, em geral, somente as partes duras dos organismos são aquelas que têm maiores chances de preservação, pois em sua composição química existem grandes quantidades de elementos inorgânicos. As partes duras formam, normalmente, os esqueletos dos organismos, podendo ser interno ou **endoesqueleto** e externo ou **exoesqueleto**. Os principais componentes orgânicos presentes nas partes duras são as **Proteínas** (Colágeno, Queratina, Espongina, Conquiolina, Mucinas, Condrina), **Lipídios** (ou biomoléculas insolúveis, Cutina, Ceras) e **Glicídios** (ou carboidratos, Quitina, Tectina, Celulose, Lignina).

B. Processos Bioestratinômicos

Após a necrólise ou concomitantemente a essa, seguem-se os processos bioestratinômicos. Comumente, a modificação pós-morte dos restos esqueletais é função de sua susceptibilidade à ação desses processos e do tempo de exposição a estes. Os processos bioestratinômicos atuam principalmente sobre as partes duras dos organismos. O **transporte** e a **reorientação**, a **desarticulação** (separação dos restos esqueletais, após a necrólise), a **fragmentação** (quebra dos elementos esqueletais), a **corrosão** (combinação de abrasão mecânica e corrosão biogeoquímica das partes biomineralizadas) e o **intemperismo** (no caso de ossos expostos na superfície do solo) compõem o principal conjunto de processos bioestratinômicos que agem sobre os restos esqueletais. Normalmente, esses processos ocorrem em sequência, com a reorientação e a desarticulação ocorrendo rapidamente após a morte do organismo, seguindo a fragmentação e a corrosão, isso se os restos esqueletais sofrerem prolongada exposição na interface água/sedimento ou na superfície do solo (Brett & Baird, 1986; Martin, 1999; Holz & Simões, 2002).

Desarticulação, transporte e soterramento em invertebrados

A tabela 3.1 sintetiza algumas das principais feições bioestratinômicas observadas nas assembleias de invertebrados marinhos e seu possível significado tafonômico e paleoambiental. **Desarticulação** dos elementos esqueletais em invertebrados depende, em grande parte, do tipo de esqueleto apresentado (e. g. univálvio, biválvio, multielemento, tabela 3.2), da energia do meio e das taxas de sedimentação. Embora agentes biológicos possam causar desarticulação dos restos esqueletais, esta feição resulta, normalmente, de processos físicos, especialmente o transporte e o retrabalhamento. No ambiente marinho, a desarticulação diminui com o decréscimo da energia do meio, tanto que, nos ambientes de plataforma aberta, a proporção de valvas articuladas de moluscos bivalves é maior do que nos hábitats de águas rasas (Henderson & Frey, 1986). Já o soterramento rápido, as condições de anoxia e a baixa energia do meio, parecem ser os responsáveis pela ocorrência de restos esqueletais articulados. Speyer & Brett (1986) e Brett & Seilacher (1991) destacam que espécimes articulados parecem ocorrer preferencialmente nos ambientes caracterizados, frequentemente, por soterramento catastrófico ou por baixas temperaturas e anoxia. Tais condições inibem ou diminuem a ação de organismos necrófagos da infauna ou epifauna e o curto período de tempo entre a morte e o soterramento impede que as carapaças dos invertebrados se desarticulem.

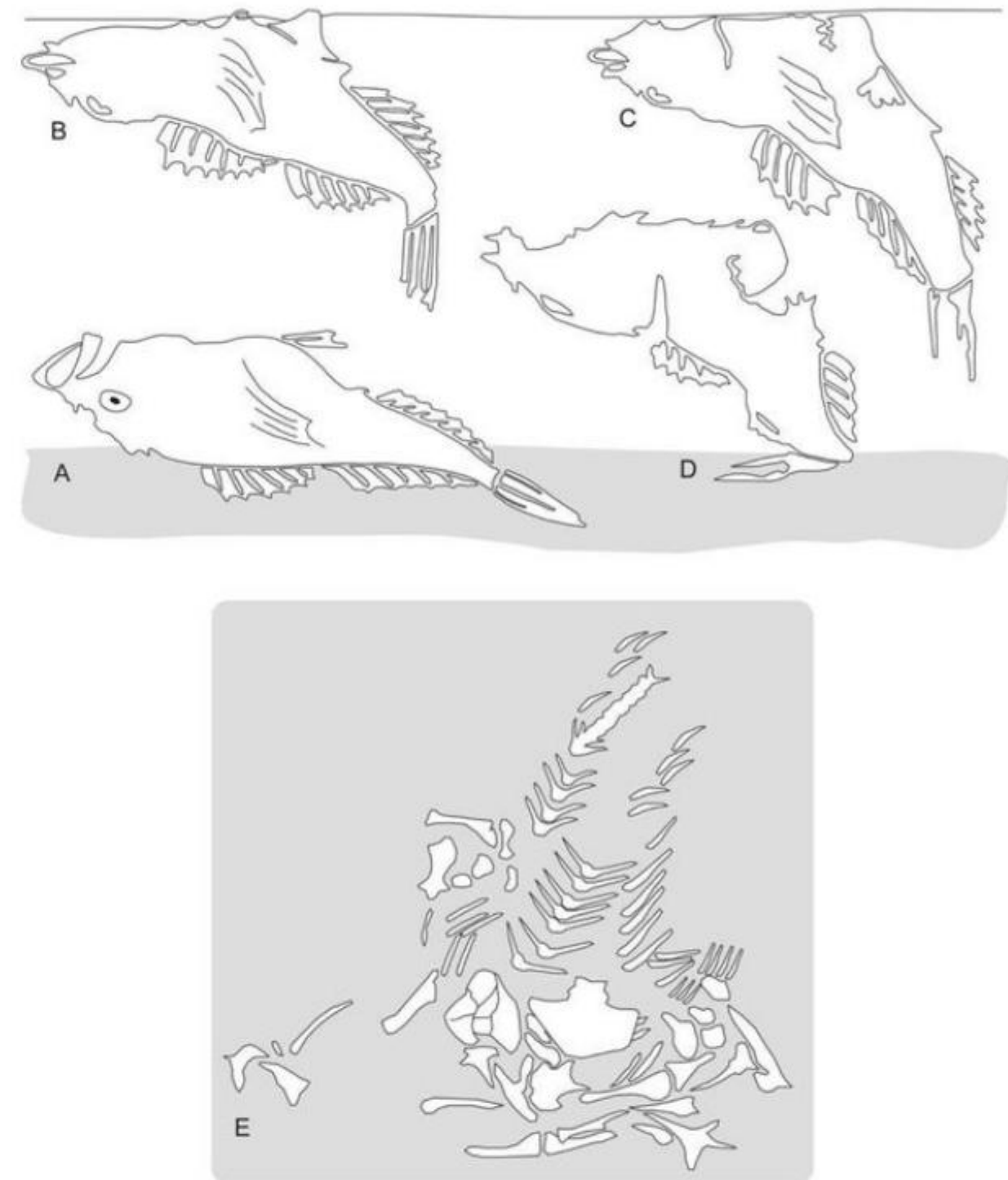



Figura 3.7 Diferentes estágios de decomposição de *Cottus scorpuis* (peixe-escorpião), sob condições de águas calmas, anóxicas, na ausência de necrófagos. Os estágios (A) a (D) levam cerca de 4 dias, com água a 18°C. Note em (A) e (B) o inchaço decorrente da produção de gases e o rompimento dos tecidos em (C) e (D). Após 3 meses (E) todos os tecidos moles foram consumidos, restando apenas os ossos junto ao substrato, modificado de Cadée (1991).

Tabela 3.1 Relações entre as feições bioestratinômicas de concentrações fossilíferas marinhas e seu possível significado paleoambiental

FEIÇÕES BIOESTRATINÔMICAS	IMPLICAÇÕES PALEOAMBIENTAIS
Agrupamento de conchas de epifauna ou semi-infauna preservadas com as valvas articuladas fechadas, em posição de vida.	Soterramento instantâneo (*in situ*) de conchas de branquiópodes ou bivalves gregários.
Biválvio escavador preservado com a concha articulada fechada em posição de vida.	Soterramento rápido, sem resposta de escape.
Biválvio preservado com a concha articulada aberta (*butterflied*).	Soterramento rápido, porém não instantâneo.
Biválvio escavador preservado com a concha articulada fechada, mas não em posição de vida.	Soterramento rápido, com erosão do substrato.
Carapaças de equinodermas articuladas ou pouco desarticuladas.	Soterramento rápido, episódico.
Trilobitas intactos, enrolados.	Soterramento episódico associado a uma resposta do organismo (enrolamento) a um distúrbio bmaiental.
Trilobitas intactos com carapaça não enrolada.	Soterramento episódico sem resposta do organismo a um distúrbio ambiental.
Exoesqueleto de cnidários (e. g. corais) invertidos.	Erosão episódica do fundo por ondas ou correntes; ambientes afetados por tempestades.
Fósseis de invertebrados preservados em posição hidrodinâmica instável.	Soterramento rápido com pouco ou nenhum distúrbio do fundo; ambientes de baixa energia abaixo do nível de base das ondas de tempestade.
Diferença acentuada na porcentagem de valvas pediculares e braquiais em conchas de braquiópodes.	Prolongada exposição na interface água/sedimento, com ou sem transporte, em ambientes de energia moderada a alta.
Diferença acentuada na porcentagem de céfalos ou pigídios em carapaças de trilobitas.	Retrabalhamento em ambiente de alta energia.
Bioclastos fragmentados.	Retrabalhamento por organismos bioturbadores ou fratura mecânica por ondas em ambientes de águas muito rasas. Compactação.
Bioclastos pequenos de tamanho similar, exibindo fragmentação ou outras feições indicativas de transporte.	Transporte seletivo por correntes. Normalmente, indica ambiente de alta energia.
Esqueletos ramosos de corais, briozoários e graptozoários preservados intactos ou pouco fragmentados.	Condição de água calma.

Tabela 3.2 Classificação dos diferentes tipos de esqueleto de invertebrados, segundo Speyer & Brett (1988)

TÁXON	TIPO DE ESQUELETO				
	Maciço	Arborescente	Univalve	Bivalve	Multielemento
CORAIS					
Rugosa	▽	▽			
Tabulata	▽	▽			
BRIOZOÁRIOS					
Trepostomata	▽	▽			
Cryptostomata		▽			
BRAQUIÓPODES					
Inarticulados				▽	
Articulados				▽	
MOLUSCOS					
Pelecípodes				▽	
Gastrópodes			▽		
Cefalópodes			▽		
Escafópodes			▽		
ARTRÓPODES					
Trilobitas					▽
Ostracodes				▽	
Conchostráceos				▽	
Insetos					▽
Filocarídeos					▽
EQUINODERMAS					
Crinoides					▽
Blastoides					▽
Equinoides					▽
Ofiuroides					▽
GRAPTOZOÁRIOS		▽			

O **transporte** seletivo de carapaças de invertebrados marinhos dependerá do tamanho, forma e densidade do esqueleto e da energia do agente transportador. Transporte acentuado (dezenas de metros/quilômetros) de conchas está associado aos eventos de alta energia (tempestades), quando os animais bentônicos da infauna, de ambientes de águas rasas são exumados e transportados por correntes de tempestades e, posteriormente, redepositados em ambientes plataformais, especialmente as conchas pequenas e delgadas.

A **fragmentação** pode ter origem física (hidráulica), química (corrosão) ou biológica (predação). Ondas e correntes atuando sobre substratos duros (e. g. areia, cascalho) são os agentes mais efetivos na fragmentação das carapaças de organismos marinhos. Por outro lado, em condições de correntes turbulentas, conchas pequenas e finas podem ser colocadas em suspensão, sendo transportadas "flutuando" acima do substrato. Consequentemente, o grau de fragmentação exibido por estas conchas é menor do que o apresentado pelas conchas maiores e pesadas, as quais são transportadas junto ao substrato, sofrendo atrito com o fundo e com outros bioclastos.

Em determinados ambientes sedimentares, como a plataforma continental, abaixo do nível de base de ondas de tempestades, invertebrados da infauna podem ser soterrados vivos. De fato, invertebrados marinhos preservados em posição de vida (*in situ*) e, portanto, sem transporte e reorientação, são excelentes indicadores de sedimentação rápida (episódica), sem significativo distúrbio junto ao fundo. Contrariamente, inversão completa do exoesqueleto de corais, por exemplo, reflete a atuação de fortes ondas e correntes junto ao fundo, sugerindo a ocorrência de eventos de tempestade. No Brasil, exemplos desse tipo de preservação ocorrem com os bivalvios da Formação Piauí (Carbonífero) (Anelli *et alii*, 1998) e os conulários da Formação Ponta Grossa (Devoniano) (Simões *et alii*, 2000; Rodrigues *et alii*, 2003).

Desarticulação, transporte e soterramento em vertebrados

A sequência ou ordem de **desarticulação** é um importante fator na análise da história tafonômica de um vertebrado, porque fornece subsídios importantes para o entendimento dos processos e eventos ocorridos no período pós-morte/pré-soterramento. Os interessados poderão recorrer a Bertoni-Machado (2008), para uma revisão dos processos tafonômicos em vertebrados continentais. A sequência de desarticulação do esqueleto vertebrado dependerá da anatomia corporal, do clima (pode ocorrer mumificação) e do tempo decorrido entre a morte e o soterramento. Em vertebrados, a sequência normal de desarticulação (Toots, 1965) é a seguinte:

a) desconexão do crânio;

b) desencaixe da mandíbula;

c) desconexão das cinturas pélvica e escapular;

d) desconexão dos membros em ossos isolados;

e) desencaixe das costelas;

f) desarticulação da coluna vertebral.

Em vertebrados terrestres, sob clima árido, esta sequência é prejudicada devido à **mumificação** (preservação parcial das partes moles por desidratação) das carcaças. Fatores adicionais, como a ação de necrófagos e, no caso de vertebrados terrestres, o pisoteio (*trampling*), podem contribuir também para a desarticulação esqueletal (figura 3.2).

De acordo com a **transportabilidade** hidráulica, Voorhies (1969) classificou os elementos esqueletais dos vertebrados em três grupos, conhecidos por Grupos de Voorhies. No Grupo I, encontram-se os elementos removidos quase que imediatamente, sendo compostos por falanges, carpais e tarsais e ossos porosos como o esterno e as vertebrais sacrais. No Grupo II, estão os restos removidos por saltação e rolamento, como os fêmures, úmeros, tíbias, fíbulas e costelas. Por fim, no Grupo III, estão os restos que compõem os chamados "depósitos residuais", incluindo elementos pesados e pouco transportáveis, como o crânio e a mandíbula. Segundo Behrensmeyer (1975), as diferentes proporções de elementos dos Grupos de Voorhies, numa assembleia fóssil, podem fornecer evidências da proximidade dos fósseis da tanatocenose original e, por conseguinte, dos hábitats onde estes animais viviam. Além dos fatores citados anteriormente, quando há transporte hidráulico, há uma certa reorientação dos ossos, a qual, para os ossos longos, será com a epífise maior voltada contra a corrente e as mandíbulas com a convexidade voltada para cima (Behrensmeyer, 1990).

O transporte biogênico, por predadores e/ou necrófagos, de elementos ósseos pode ser diferenciado do transporte hidráulico quando não se observar uma separação dos ossos em grupos de Voorhies e, muitas vezes, os ossos aparecem de uma maneira caótica, ou seja, sem nenhuma orientação preferencial (vide Bertoni-Machado & Holz, 2006, para um exemplo da atuação de necrófagos na gênese de assembleias de vertebrados triássicos do Rio Grande do Sul).

No caso de vertebrados, uma possibilidade de preservação de esqueletos inteiros, tanto em sistemas deposicionais continentais, quanto marinhos, envolve o transporte de carcaças articuladas (= carcaças d'água) (figura 3.7). É sabido que a desarticulação de um organismo e o transporte sofrido por seus restos estão intimamente relacionados, uma vez que muitas vezes o transporte se inicia quando a desarticulação ainda não terminou. Torna-se importante salientar, então, que nem sempre o alto grau de articulação de uma carapaça implica necessariamente na ausência de transporte. Muitas vezes, carcaças inchadas pelos gases da putrefação (figura 3.7), que ainda não tiveram os tecidos rompidos e se encontram cheias de gás no seu interior, o que diminui a densidade, são incorporadas pela carga do canal e podem ser transportadas por longas distâncias antes que os gases escapem e a carcaça afunde. Esse processo é bastante importante de ser observado, já que muitas vezes organismos são encontrados longe do seu verdadeiro hábitat e, caso o transporte não seja levado em consideração, o paleontólogo poderá interpretar erroneamente a presença deste grupo, num determinado ambiente, levando a graves problemas nas reconstituições paleoecológicas. Identificar as chamadas carcaças d'água pode ser feito quando o esqueleto articulado apresentar um modo caótico na disposição dos ossos, sem a curvatura cervical observada em elementos articulados que foram soterrados, sem terem sido transportados, já que, quando os gases intestinais escapam, o organismo afunda e a preservação ocorre do jeito que a carcaça se acomodou junto ao fundo do corpo d'água (figura 3.7).

Os restos de vertebrados são, a princípio, resistentes à **fragmentação**, porque um osso é um elemento com certa elasticidade, devido à sua estrutura interna (canais, osso esponjoso), sendo capaz de absorver certos impactos. Contudo, ossos apresentam sinais evidentes de fragmentação nos casos de acúmulos muito transportados, retrabalhados e concentrados ao longo de um grande período de tempo. Um exemplo deste tipo de concentração fossilífera é o registro de mesossaurídeos nas rochas da Formação Irati (Permiano) da Bacia do Paraná. Em muitos casos, ocorrem acúmulos de ossos desarticulados e fragmentados, produto da ação de ondas sobre as carcaças de animais mortos, durante eventos de alta energia, como tempestades (Holz & Soares, 1995; Soares, 2003).

Desarticulação, transporte e soterramento em plantas vasculares

O registro fóssil de plantas vasculares é, em geral, composto por órgãos isolados. Somente sob condições particulares de preservação, órgãos ainda em conexão orgânica (articulados) são preservados. Em outras palavras, **desarticulação** é um dos processos tafonômicos que mais afeta os restos macroscópicos de plantas vasculares.

De fato, uma vasta quantidade de biomassa é perdida pelas plantas vasculares através de mecanismos intrínsecos ou extrínsecos. Conforme já comentado, essa "produção" de partes esqueletais não necessariamente implica na morte do vegetal produtor. Dentre os intrínsecos, os mecanismos fisiológicos, tais como a abscissão, durante o crescimento ou sazonalidade climática, a perda da casca (súber) durante o crescimento volumétrico e a dispersão de órgãos reprodutivos se destacam como os principais processos de produção de partes vegetais. Já os mecanismos extrínsecos, envolvem a perda de partes vegetais em decorrência de fatores abióticos (físicos), tais como furacões, vendavais e chuvas torrenciais. Em todos esses casos, grande quantidade de matéria orgânica vegetal é disponibilizada, em um curto intervalo de tempo (geologicamente instantâneo).

Uma vez disponibilizados, a degradação dos órgãos vegetais, sob condições subaéreas, ocorrerá na seguinte sequência: protoplasma, celulose, lignina, cutícula e esporopolenina. Além disso, a matéria vegetal carbonizada (por incêndios, p. ex.) é resistente à decomposição (Scott & Collinson, 1983). Restos vegetais permanecendo sob as camadas superficiais do solo irão ser decompostos por bactérias, fungos e invertebrados, dentre outros. Essa degradação faz parte da reciclagem de matéria orgânica e a velocidade com que se processa dependerá das condições climáticas, da natureza do substrato (argiloso *versus* arenoso) e das características intrínsecas do órgão vegetal. Uma vez que no meio subaéreo os órgãos vegetais serão decompostos, o acesso a um corpo de água e sua posterior incorporação aos sedimentos aumentam o potencial de preservação desse grupo. O acesso aos ambientes aquáticos se dá pelo transporte eólico ou pela incorporação de restos vegetais de elementos que vivem às margens dos corpos de água, por distintos processos,

tais como: queda direta, escorregamentos e erosão das margens dos rios, soterramento, durante cheias. Uma vez no corpo de água, os órgãos vegetais podem flutuar e ser transportados pelas correntes a longas distâncias. A flutuabilidade de determinados órgãos vegetais, como folhas, por exemplo, depende da morfologia, espessura da cutícula, número de estômatos, grau de lignificação, fragmentação e degradação prévias, além da competência do agente de transporte. É importante observar, contudo, que assim como no meio subaéreo, no aquático, os restos vegetais estarão também susceptíveis à degradação química e biológica. Ferguson (1985) notou que órgãos de espécies vegetais nutritivas são decompostos primeiros.

A rápida incorporação (**soterramento**) dos órgãos vegetais no substrato é condição primordial para preservação desses. Portanto, fatores como as taxas de sedimentação, os tipos de sedimentos envolvidos e o hábito de vida das plantas vasculares terão papel importante durante o processo de fossilização. O soterramento poderá se dar em intervalos geologicamente instantâneos ou durante prolongados períodos de tempo. A preservação de vegetais *in situ* (na posição de vida) ou no ambiente de vida está associado, em geral, a eventos geológicos episódicos, como os fluxos de massa e enchentes. Nesses casos, os órgãos vegetais da copa das árvores são perdidos, mas raízes e troncos são preservados. No caso das estruturas radiculares, os órgãos vegetais que estão profundamente implantados no substrato possuem maior potencial de preservação. Por outro lado, a sedimentação por partículas finas (argilosas) são mais favoráveis à preservação de órgãos vegetais, em decorrência da porosidade limitada e maior plasticidade desses sedimentos (Ferguson, 1985).

Transporte, decantação e soterramento em microfósseis (ênfase em foraminíferos)

A tafonomia de microfósseis, exceto às formas planctônicas, é menos estudada do que a dos grupos de organismos acima apresentados. Em geral, as análises tratam, principalmente, das questões referentes ao transporte, à velocidade de decantação e à dissolução das carapaças. Sínteses importantes sobre a tafonomia de microfósseis (ênfase em planctônicos) aparecem em Hemleben *et alii* (1989); Molina (1990, 1996), Martin (1999); Martin *et alii* (1999), Molina (2002) e Martinez (2007).

Os processos tafonômicos (bioestratinômicos e diagenéticos) que afetam as carapaças dos micro-organismos não são, em sua essência, distintos daqueles que atuam sobre os esqueletos de organismos de maior porte. Contudo, em decorrência de seu tamanho pequeno, existem algumas particularidades importantes. Por exemplo, a dissolução é um dos principais processos que afetam tais partículas.

Em decorrência de suas pequenas dimensões, testas de microfósseis calcários, particularmente foraminíferos, são muito susceptíveis ao **transporte** após a morte (Martin, 1999). Sob condições de águas rasas, plataformais de alta energia, bem como nos estuários e planícies de maré, as testas de foraminíferos são colocadas em suspensão na coluna de água e transportadas. Experimentos de transportabilidade com testas de foraminíferos bentônicos (veja uma síntese em Martin, 1999), mostram que, em geral, a forma da testa, a orientação inicial no substrato e a natureza desse influenciam o comportamento da partícula, durante o transporte. A velocidade tracional da corrente pode variar de 1-22 cm/s^{-1}, sendo que sob tais condições o movimento das testas irá variar de rolamento a suspensão. Quando em suspensão, as testas estão sujeitas ao transporte lateral. Nas águas oceânicas superficiais, a velocidade de deriva necroplantônica pode variar de 0,5 a 3,2 km/hora, transportando lateralmente as testas de foraminíferos planctônicos por longas distâncias (Molina, 1996).

Outro fator que influencia a tafonomia das testas de foraminíferos é o seu comportamento de decantação. Em geral, o peso, a densidade, o tamanho e a forma da partícula exercem grande influência no padrão de decantação das partículas bioclásticas. Dentre as principais formas de testas, as planares, com muitas câmaras, são as que exibem menor velocidade de decantação. Isso quer dizer que, tais partículas podem permanecer na coluna de água por maior tempo, estando, desse modo, sujeitas ao transporte (vide Simões *et alii*, 2007, para um efeito similar com conchas de braquiópodes). Do mesmo modo, as carapaças de foraminíferos mortos, contendo ainda restos do citoplasma, tendem a decantar mais lentamente do que aquelas completamente vazias (Molina, 1996), pois as que ainda contêm protoplasma não são facilmente preenchidas. Estudos de velocidade e comportamento de decantação de testas de espécies de *Globigerinoides*, uma forma planctônica, mostram que as carapaças vazias de *G. ruber*, com peso aproximado de 5 µg, decantam a uma velocidade de aproximadamente 320 metros/dia, enquanto as de *G. truncatulinoides*, com peso de cerca de 50 µg, decantam 1 400 metros/ dia. Desse modo, a maior parte das carapaças de foraminíferos planctônicos leva de três a 12 dias para atingir a profundidade de 3 800 metros. Em outras palavras, em decorrência do tempo de residência na coluna de água e as velocidades das correntes marinhas, as carapaças de foraminíferos planctônicos estão sujeitas a acentuado transporte, após a morte, gerando assembleias alóctones. Essas são identificadas pela acentuada seleção granulométrica das carapaças (Molina, 1996). Além do transporte, a bioturbação é outro fator de mistura das testas de foraminíferos nos sedimentos.

Além do transporte, as carapaças de foraminíferos e outros micro-organismos estão sujeitos também à abrasão e a bioerosão. A **bioerosão** em foraminíferos é causada, principalmente, por bactérias endolíticas, fungos, algas e esponjas, dentre outros. Assim como no caso dos macroinvertebrados, o processo de bioerosão pode começar em vida, seguindo a biodegradação após a morte. Diferentes tipos de perfurações (horizontais, verticais) são produzidos por esse processo, o que facilita também a ação da dissolução das carapaças.

A **dissolução** é um dos principais agentes de destruição das carapaças de micro-organismos (vide Thunell & Honjo, 1981 e Malmgren, 1987, para escalas de susceptibilidade à dissolução em foraminíferos atuais e fósseis, respectivamente), em razão de seu pequeno tamanho, tanto que, nos foraminíferos planctônicos, as carapaças juvenis são dissolvidas mais rapidamente, do que a dos indivíduos adultos. Obviamente, o processo de dissolução depende da estabilidade dos constituintes minerais da carapaça (mineralogia e microestrutura da carapaça), frente aos fatores do ambiente de sedimentação (concentração de CO_2, pH, temperatura, pressão, teor de matéria orgânica do substrato, etc.). Sob condições de pH ácido, como os encontrados nos ambientes de mangues e estuários, ou nos substratos ricos em matéria orgânica, as carapaças de foraminíferos podem ser dissolvidas em apenas um dia (Molina, 1996; Martinez, 2007). Um aspecto muito importante é o de que, comumente, a dissolução provoca o rebaixamento das estruturas proeminentes das carapaças (erosão química) ou mesmo a fratura dessa, à moda do que ocorre com a abrasão. Porém, nesse caso, o processo é químico e não físico (mecânico). Em geral, as carapaças com feições de dissolução apresentam superfície externa, com textura granular, onde se observa a individualização dos minerais de carbonato de cálcio. Além disso, as carapaças exibem alteração de cor. Abaixo da profundidade de compensação do carbonato de cálcio (3 000 a 4 000 metros), os fundos abissais são constituídos, maiormente, por micro-organismos de esqueleto silicoso, em decorrência da dissolução do carbonato de cálcio. Se, de um lado, o tamanho pequeno das testas de foraminíferos contribui, sob condições apropriadas, para sua rápida dissolução, por outro, ele favorece também o seu **rápido recobrimento** e inclusão nos sedimentos. Esse fato, aliado à durabilidade de determinadas testas, assegura um alto potencial de preservação para as carapaças desses microfósseis.

C. Outros Processos Bioestratinômicos

Abrasão refere-se ao desgaste mecânico das partículas bioclásticas, ocorrendo, primeiramente, naquelas que permanecem expostas à interface água/sedimento, por prolongados períodos de tempo, sob condições de alta energia (figura 3.8). Em condições de águas muito rasas, agitadas, a abrasão é o principal agente físico de desgaste dos esqueletos de invertebrados (Brett & Baird, 1986; Simões *et alii*, 2007). Experimentos em laboratório demonstram que areia grossa, mal selecionada, é um importante agente abrasivo, desgastando e destruindo conchas de bivalvios (Driscoll & Weltin, 1973) e braquiópodes (Torello, 2004), em poucas horas. Por outro lado, o processo de abrasão não atua tão intensamente nos ambientes de águas mais profundas, de fundo argiloso, onde a bioerosão e a dissolução são os principais agentes de destruição dos bioclastos (Driscoll, 1970; Driscoll & Weltin, 1973). Geralmente, o desgaste de feições anatômicas proeminentes dos esqueletos de invertebrados (e. g. umbo, carena, ornamentação, da concha de bivalvios e braquiópodes) é bom indicador de abrasão (Simões *et alii*, 2007), mas conforme já referido, tanto a abrasão mecânica, quanto a dissolução podem produzir feições tafonômicas semelhantes nos bioclastos. A distinção entre ambos os processos, entretanto, se dá, em geral, pela textura superficial do bioclasto, que é polida nos que sofreram abrasão e granular, nos que sofreram dissolução (figura 3.8).

Restos ósseos resistem melhor frente aos agentes de abrasão, a não ser quando pré-fossilizados. Ossos de animais recém-mortos são, em sua maioria, elementos pouco densos, passíveis de flutuar, apresentando, como já dito, certa elasticidade. Quando pré-fossilizados (e. g. durante a fase eodiagenética em um horizonte de solo) e retrabalhados por eventos posteriores de erosão e transporte, os ossos já perderam sua elasticidade original e aumentaram sua densidade, vindo a sofrer maior

desgaste e fragmentação (Reif, 1971; Behrensmeyer, 1975). Cook (1995) observa, entretanto, que acumulações de vertebrados em sistemas fluviais de alta energia são caracterizadas por ossos fragmentados e com muita abrasão, resultantes de vários ciclos de retrabalhamento, ao contrário de ambientes de baixa energia, onde os ossos encontrados são menos fragmentados e com pouco ou nenhum sinal de abrasão.

Bioerosão envolve diversos processos corrosivos, causados por agentes biológicos que levam a degradação das partes duras esqueletais, de indivíduos vivos ou mortos. O processo é particularmente severo nos ambientes marinhos plataformais, onde fungos, esponjas e anelídeos frequentemente causam perfurações nas carapaças de carbonato de cálcio (figura 3.8). Em muitos casos, como o descrito para braquiópodes da plataforma continental brasileira, o processo pode iniciar em vida. A bioerosão pode contribuir também para a fragmentação dos bioclastos, por aumentar a fragilidade desses. Não é incomum observar bioclastos fragmentados, tendo a superfície da fratura, como áreas correspondentes às galerias ocupadas por organismos parasitas ou comensais.

Figura 3.8 Diferentes estágios de alteração tafonômica de um mesmo bioclasto (conchas de braquiópodes, *Bouchardia rosea*). Em (A), (B) e (C), concha recém-morta, sem alterações. Em (D), concha fragmentada pela ação de organismos durofagos (quebra facilitada por agentes biológicos). Já em (E) e (F), as conchas mostram abrasão, pela ação de agentes mecânicos (hidráulicos), enquanto em (G) e (H), por agentes químicos, dissolução. Note que em ambos os grupos de conchas, as alterações produziram o rebaixamento (erosão) das estruturas mais proeminentes das conchas (bico, umbo, dentes), porém, por processos distintos. De (I) a (N), conchas com bioerosão (perfuradas) e incrustação. Escala gráfica (5 mm).

Dissolução refere-se ao desgaste químico dos restos esqueletais (figura 3.8), podendo estar associada à atividade das águas intersticiais, de organismos, no caso de bioerosão, ou das águas subterrâneas e superficiais (intemperismo). Sob condições de águas não saturadas em carbonatos ou de pH baixo, os restos esqueletais carbonáticos tendem a se dissolver (Brett & Baird, 1986; Speyer & Brett, 1988). No ambiente marinho, conchas e outros bioclastos aragoníticos, são passíveis de rápida dissolução ou neomorfismo para calcita (forma mais estável do carbonato de cálcio). Nos oceanos a dissolução depende fundamentalmente do conteúdo de CO_2, o qual aumenta com as altas pressões e baixa temperatura. Desse modo, a partir de determinadas profundidades abaixo da profundidade de compensação do carbonato de cálcio, que é variável no tempo e no espaço, os esqueletos carbonáticos se dissolvem, sobretudo dos micro-organismos planctônicos. Entre esses as conchas dos moluscos pterópodes se dissolvem ao atingir 3 000 metros, enquanto as testas dos foraminíferos calcíticos são dissolvidas a partir de 4 000 a 5 000 metros de profundidade, nas médias e baixas latitudes (Molina, 1996).

O termo **corrosão** é empregado para as feições de desgaste originadas conjuntamente pelos processos de abrasão, bioerosão ou dissolução. Na prática, o grau de corrosão apresentado pelos restos esqueletais está diretamente relacionado com o tempo de exposição na interface água/sedimento. Brett & Baird (1986) ilustraram, por exemplo, corais rugosa exibindo corrosão diferencial entre a porção superior e a inferior do *corallum*. Normalmente, a porção superior do *corallum* apresenta-se intensamente corroída, em decorrência de sua exposição na interface água/sedimento. Biválvios, gastrópodes ou braquiópodes com conchas exibindo corrosão ao longo de toda superfície indicam prolongada exposição no fundo, porém, com frequente retrabalhamento, expondo toda a superfície das conchas aos processos de desgaste físico, químico e biológico. Bioclastos intensamente incrustados permitem identificar múltiplos episódios de colonização das conchas, possibilitando o reconhecimento de sucessões ecológicas nas comunidades de organismos incrustantes (Roland *et alii*, 2004, 2006).

O **intemperismo pré-fossilização** é um processo muito importante para os restos de vertebrados, englobando o conjunto de processos físico-químicos pelos quais os ossos expostos passam quando estão na superfície do solo. Quando expostos à ação dos fatores climáticos, os ossos se decompõem e sua destruição faz parte do ciclo natural de reciclagem de nutrientes pelo solo. A chance de um osso virar um fóssil dependerá da intensidade dos processos destrutivos e da sorte de ser soterrado antes da completa destruição. Beh-rensmeyer (1978) propôs os seguintes estágios de intemperismo:

a) **estágio 0**: a superfície do osso não apresenta sinais de rachaduras nem de lascas. Geralmente os ossos estão frescos, com restos de tecidos nas cavidades e pele ou restos de ligamentos e músculos recobrindo a superfície do osso;

b) **estágio 1**: ossos começam a apresentar rachaduras, normalmente paralelas à estrutura fibrosa do osso (e. g. longitudinalmente em ossos longos). As superfícies articulares podem apresentar rachaduras em mosaico, bem como o próprio osso. Gordura, pele e outros tecidos poderão estar ausentes;

c) **estágio 2**: as camadas mais superficiais dos ossos começam a soltar lascas, associadas a rachaduras e no limite dos ossos; ao longo das rachaduras, pequenas lascas de ossos podem se soltar. Lascas mais profundas começam a se formar até a parte mais superficial dos ossos estar toda rachada. Pequenos pedaços remanescentes de ligamentos, cartilagem e pele podem estar presentes;

d) **estágio 3**: a superfície óssea é caracterizada por pedaços intemperizados, homogêneos e ásperos de osso compacto, resultando numa superfície fibrosa, nestes fragmentos todas as camadas externas e concêntricas de osso foram removidas e, gradualmente, toda a superfície do osso assume esta característica. O intemperismo não ultrapassa os primeiros 1-1,5 mm da superfície do osso e as fibras ósseas ainda se encontram firmemente ligadas umas às outras. Tecidos moles são raros neste estágio;

e) **estágio 4**: a superfície do osso se apresenta com uma textura fibrosa, ocorrem grandes e pequenas lascas que podem se soltar quando o osso é movido e até as cavidades mais internas já se encontram intemperizadas;

f) **estágio 5**: o osso se desintegra no local, com grandes lascas se soltando e sendo facilmente quebrados quando movido. A forma original do osso pode ser difícil de identificar.

As tabelas 3.1, 3.3 e 3.4 apresentam sínteses das implicações tafonômicas de alguns dos processos acima discutidos.

desgaste e fragmentação (Reif, 1971; Behrensmeyer, 1975). Cook (1995) observa, entretanto, que acumulações de vertebrados em sistemas fluviais de alta energia são caracterizadas por ossos fragmentados e com muita abrasão, resultantes de vários ciclos de retrabalhamento, ao contrário de ambientes de baixa energia, onde os ossos encontrados são menos fragmentados e com pouco ou nenhum sinal de abrasão.

Bioerosão envolve diversos processos corrosivos, causados por agentes biológicos que levam a degradação das partes duras esqueletais, de indivíduos vivos ou mortos. O processo é particularmente severo nos ambientes marinhos plataformais, onde fungos, esponjas e anelídeos frequentemente causam perfurações nas carapaças de carbonato de cálcio (figura 3.8). Em muitos casos, como o descrito para braquiópodes da plataforma continental brasileira, o processo pode iniciar em vida. A bioerosão pode contribuir também para a fragmentação dos bioclastos, por aumentar a fragilidade desses. Não é incomum observar bioclastos fragmentados, tendo a superfície da fratura, como áreas correspondentes às galerias ocupadas por organismos parasitas ou comensais.

Figura 3.8 Diferentes estágios de alteração tafonômica de um mesmo bioclasto (conchas de braquiópodes, *Bouchardia rosea*). Em (A), (B) e (C), concha recém-morta, sem alterações. Em (D), concha fragmentada pela ação de organismos durofagos (quebra facilitada por agentes biológicos). Já em (E) e (F), as conchas mostram abrasão, pela ação de agentes mecânicos (hidráulicos), enquanto em (G) e (H), por agentes químicos, dissolução. Note que em ambos os grupos de conchas, as alterações produziram o rebaixamento (erosão) das estruturas mais proeminentes das conchas (bico, umbo, dentes), porém, por processos distintos. De (I) a (N), conchas com bioerosão (perfuradas) e incrustação. Escala gráfica (5 mm).

Dissolução refere-se ao desgaste químico dos restos esqueletais (figura 3.8), podendo estar associada à atividade das águas intersticiais, de organismos, no caso de bioerosão, ou das águas subterrâneas e superficiais (intemperismo). Sob condições de águas não saturadas em carbonatos ou de pH baixo, os restos esqueletais carbonáticos tendem a se dissolver (Brett & Baird, 1986; Speyer & Brett, 1988). No ambiente marinho, conchas e outros bioclastos aragoníticos, são passíveis de rápida dissolução ou neomorfismo para calcita (forma mais estável do carbonato de cálcio). Nos oceanos a dissolução depende fundamentalmente do conteúdo de CO_2, o qual aumenta com as altas pressões e baixa temperatura. Desse modo, a partir de determinadas profundidades abaixo da profundidade de compensação do carbonato de cálcio, que é variável no tempo e no espaço, os esqueletos carbonáticos se dissolvem, sobretudo dos micro-organismos planctônicos. Entre esses as conchas dos moluscos pterópodes se dissolvem ao atingir 3 000 metros, enquanto as testas dos foraminíferos calcíticos são dissolvidas a partir de 4 000 a 5 000 metros de profundidade, nas médias e baixas latitudes (Molina, 1996).

O termo **corrosão** é empregado para as feições de desgaste originadas conjuntamente pelos processos de abrasão, bioerosão ou dissolução. Na prática, o grau de corrosão apresentado pelos restos esqueletais está diretamente relacionado com o tempo de exposição na interface água/sedimento. Brett & Baird (1986) ilustraram, por exemplo, corais rugosa exibindo corrosão diferencial entre a porção superior e a inferior do *corallum*. Normalmente, a porção superior do *corallum* apresenta-se intensamente corroída, em decorrência de sua exposição na interface água/sedimento. Biválvios, gastrópodes ou braquiópodes com conchas exibindo corrosão ao longo de toda superfície indicam prolongada exposição no fundo, porém, com frequente retrabalhamento, expondo toda a superfície das conchas aos processos de desgaste físico, químico e biológico. Bioclastos intensamente incrustados permitem identificar múltiplos episódios de colonização das conchas, possibilitando o reconhecimento de sucessões ecológicas nas comunidades de organismos incrustantes (Roland *et alii*, 2004, 2006).

O **intemperismo pré-fossilização** é um processo muito importante para os restos de vertebrados, englobando o conjunto de processos físico-químicos pelos quais os ossos expostos passam quando estão na superfície do solo. Quando expostos à ação dos fatores climáticos, os ossos se decompõem e sua destruição faz parte do ciclo natural de reciclagem de nutrientes pelo solo. A chance de um osso virar um fóssil dependerá da intensidade dos processos destrutivos e da sorte de ser soterrado antes da completa destruição. Beh-rensmeyer (1978) propôs os seguintes estágios de intemperismo:

a) **estágio 0**: a superfície do osso não apresenta sinais de rachaduras nem de lascas. Geralmente os ossos estão frescos, com restos de tecidos nas cavidades e pele ou restos de ligamentos e músculos recobrindo a superfície do osso;

b) **estágio 1**: ossos começam a apresentar rachaduras, normalmente paralelas à estrutura fibrosa do osso (e. g. longitudinalmente em ossos longos). As superfícies articulares podem apresentar rachaduras em mosaico, bem como o próprio osso. Gordura, pele e outros tecidos poderão estar ausentes;

c) **estágio 2**: as camadas mais superficiais dos ossos começam a soltar lascas, associadas a rachaduras e no limite dos ossos; ao longo das rachaduras, pequenas lascas de ossos podem se soltar. Lascas mais profundas começam a se formar até a parte mais superficial dos ossos estar toda rachada. Pequenos pedaços remanescentes de ligamentos, cartilagem e pele podem estar presentes;

d) **estágio 3**: a superfície óssea é caracterizada por pedaços intemperizados, homogêneos e ásperos de osso compacto, resultando numa superfície fibrosa, nestes fragmentos todas as camadas externas e concêntricas de osso foram removidas e, gradualmente, toda a superfície do osso assume esta característica. O intemperismo não ultrapassa os primeiros 1-1,5 mm da superfície do osso e as fibras ósseas ainda se encontram firmemente ligadas umas às outras. Tecidos moles são raros neste estágio;

e) **estágio 4**: a superfície do osso se apresenta com uma textura fibrosa, ocorrem grandes e pequenas lascas que podem se soltar quando o osso é movido e até as cavidades mais internas já se encontram intemperizadas;

f) **estágio 5**: o osso se desintegra no local, com grandes lascas se soltando e sendo facilmente quebrados quando movido. A forma original do osso pode ser difícil de identificar.

As tabelas 3.1, 3.3 e 3.4 apresentam sínteses das implicações tafonômicas de alguns dos processos acima discutidos.

Tabela 3.5 Composição mineralógica do esqueleto dos principais tipos de organismos, de acordo com Mendes (1988)

MINERAL	TÁXON
CALCITA	Cocolitoforídeos (cocólitos) Foraminíferos planctônicos Braquiópodes articulados Ostracodes Cirrípedes
CALCITA MAGNESIANA	Foraminíferos bentônicos Esponjas calcárias Ostracodes Equinodermas
ARAGONITA	Esclerospôngias Mileporídeos Hexacorais Poliplacóforos Briozoários (em parte) Escafópodes Pterópodes Cefalópodes Vertebrados (otólitos)
CALCITA E ARAGONITA	Briozoários (em parte) Rodoficófitas
CALCITA OU ARAGONITA	Gastrópodes Brizoários (alguns) Bivalvios
HIDROXIOAPATITA + CARBONATO	Ossos e dentes
SÍLICA (opala)	Diatomáceas Silicoflagelados Radiolários Hexactinelídeos Desmopôngias

Uma vez atingida a **ZSF**, tem início a atuação mais efetiva dos processos diagenéticos. No capítulo FOSSILDIAGÊNESE dessa obra, a diagênese dos fósseis é apresentada em detalhe. Portanto, essa questão será abordada aqui de maneira breve. Três são as fases diagenéticas principais, ou seja: **sindiagênese**, **anadiagênese** e **telodiagênese** (vide Choquette & Pray, 1970, para os estágios diagenéticos, em rochas carbonáticas). A **sindiagênese** corresponde ao início dos processos diagenéticos e, nessa fase, ocorrem modificações importantes na geoquímica das águas intersticiais, que tendem ao caráter redutor e pH em torno de 9. As modificações (dissolução) que ocorrem durante essa fase se processam no substrato a profundidades que variam de 1 a 10 metros, numa escala de tempo da ordem de 1 000 a 100 000 anos. A **permineralização** é um tipo de fossilização que ocorre durante essa fase. A **anadiagênese** se processa nas rochas soterradas a 10 e 10 000 metros de profundidade. Sua duração absoluta oscila entre 10^6 e 10^7 anos. Além da permineralização, os principais processos que ocorrem nessa fase são a **cimentação**, **recristalização** (= neomorfismo) e **substituição** (= metassomatismo). Finalmente, a **telodiagênese** envolve os processos de diagenéticos inicialmente produzidos durante a fase de soerguimento tectônico e posterior intemperismo e erosão das rochas expostas à superfície terrestre. As alterações físico-químicas se processam, nas rochas, desde a superfície até aproximadamente 5 000 metros de profundidade, numa escala de tempo de dias a 1 000 x 10^6 anos.

Classificação das Concentrações Fossilíferas

Não existe ainda na literatura consenso com relação aos critérios a serem utilizados na identificação e na classificação das concentrações fossilíferas. A classificação das concentrações fossilíferas pode ser meramente descritiva ou estar fundamentada em critérios genéticos, combinando feições tafonômicas, com outras sedimentológicas e estratigráficas, por exemplo. Algumas classificações levam em conta a história e o tempo de acumulação, como critério de distinção.

O termo **assembleia fóssil** tem sido empregado para designar qualquer acumulação relativamente densa de partes duras esqueletais, a despeito de sua composição taxonômica, estado de preservação ou grau de modificação pós-morte. Podem representar acumulações geradas em um breve ou prolongado período de tempo. Uma assembleia fóssil pode conter elementos transportados ou autóctones. **Assembleia autóctone** (Kidwell *et alii*, 1986) é composta por fósseis derivados de uma comunidade local e preservados em posição de vida. **Assembleia parautóctone** (Kidwell *et alii*, 1986) é formada por espécimes autóctones que não foram transportados para fora de seu hábitat original. Finalmente, **assembleia alóctone** é composta por espécimes transportados para fora de seu hábitat de vida (Kidwell *et alii*, 1986).

Atualmente existe tendência em utilizar as classificações genéticas, pois estas são fundamentadas, principalmente, na análise detalhada das feições bioestratinômicas e diagenéticas dos fósseis e nas características sedimentológicas e estratigráficas dos depósitos fossilíferos.

A. Concentrações Fossilíferas em Sistemas Marinhos

No **ambiente marinho**, ondas de tempo bom, ondas de tempestades, fluxos de tempestade, correntes unidirecionais ou oscilatórias de longa duração e produtividade biológica são considerados os principais processos responsáveis pela gênese das concentrações fossilíferas. As concentrações fossilíferas resultantes destes processos podem ser agrupadas em diversos tipos (Fürsich & Oschmann, 1993) (figura 3.10), cujas principais feições são descritas a seguir:

a) **concentrações geradas por ondas de tempo bom:** concentrações suportadas por bioclastos, exibindo baixo grau de seleção. Bioclastos fragmentados, desarticulados, com alto grau de abrasão são dominantes, ocorrendo em associação com outros elementos esqueletais não fragmentados. Estes, entretanto, são raros. Bioclastos encrustados e bioerodidos podem estar presentes. Em seção, os bioclastos podem estar dispostos na matriz com a convexidade voltada para cima (e. g. bivalvios). Em planta, os bioclastos podem apresentar distribuição bimodal, a qual é caracteristicamente formada por ondas, o que estaria de acordo com os altos valores de abrasão e fragmentação dos bioclastos. Em muitos casos, a baixa seleção da matriz e dos bioclastos pode indicar deposição em um ambiente intermarés (*shoreface*);

b) **concentrações geradas por ondas de tempestade**: a principal diferença entre estas concentrações e aquelas geradas por ondas de tempo bom diz respeito à melhor qualidade de preservação dos bioclastos nas concentrações formadas por ondas de tempestade. Tais concentrações exibem base erosiva, gradação e alguma seleção dos bioclastos (e. g. mistura de conchas fragmentadas e completas). Em planta e seção, os bioclastos estão distribuídos caoticamente na matriz. Bioclastos articulados (e. g. conchas de biválvios) são comuns, esses, porém, não exibem sinais de abrasão, bioerosão e encrustação. A ocorrência frequente de conchas articuladas fechadas de invertebrados da infauna, nestas concentrações, indica exumação, reorientação e rápido soterramento de animais ainda vivos, o que é melhor explicado por ondas de tempestades (Fürsich & Oschmann, 1993; Simões *et alii*, 1996);

c) **concentrações geradas por fluxos de tempestade**: concentrações suportadas pelos bioclastos (e. g. coquinas), com base erosiva e gradação descontínua. Em seção, os bioclastos estão caoticamente distribuídos na matriz, com a convexidade voltada para cima ou para baixo, aninhados ou empacotados, às vezes exibindo alto índice de fragmentação e abrasão ou contendo mistura de bioclastos bem preservados (Fürsich & Oschmann, 1986,

1993; Simões *et alii*, 1996). A principal diferença entre tais concentrações e as geradas por ondas de tempestade diz respeito à natureza da matriz que, no caso das concentrações formadas por fluxos de tempestade, é indicativa de transporte;

d) **resíduos (*Lags*) transgressivos**: concentrações contendo bioclastos fragmentados ou não, desarticulados, exibindo intensa bioerosão e encrustação. Em planta, os bioclastos estão caoticamente distribuídos, embora, em seção, estes possam estar horizontalmente arranjados, de acordo com o plano de acamamento. O alto grau de retrabalhamento e a intensa ocorrência de bioerosão e encrustação indicam que os elementos esqueletais sofreram prolongada exposição e transporte na interface água/sedimento, durante períodos de omissão ou erosão do fundo. Tais concentrações registrariam longos períodos de tempos;

e) **concentrações condensadas**: concentrações contendo bioclastos bem preservados em associação com outros exibindo intensa fragmentação, bioerosão e encrustação. Cimentação diagenética precoce (e. g. *hardground*) é comum. Associadamente podem ocorrer também concreções retrabalhadas. Elementos esqueletais exibindo histórias tafonômicas distintas (*e.* g. mistura de bioclastos bem preservados e bioclastos incrustados, fragmentados, vide Simões & Kowalewski, 1998) indicam a complexidade destas concentrações, sendo que o longo intervalo de tempo decorrido na sua gênese é evidenciado não apenas pela presença das concreções retrabalhadas como pela ocorrência de *hardgrounds*;

f) **concentrações "primariamente" biogênicas**: concentrações suportadas por bioclastos ou não, contendo alta porcentagem de fósseis preservados em posição de vida, normalmente, incluindo invertebrados da epifauna, tais como: bivalvios gregários, braquiópodes e corais. A presença de conchas fragmentadas é reduzida, embora conchas encrustadas sejam comuns. A presença de fósseis da epifauna preservados em posição de vida indica pouco ou nenhum distúrbio de fundo, durante a gênese destas concentrações.

A figura 3.10 fornece uma ideia da distribuição batimétrica e ambiental das concentrações descritas acima.

B. Concentrações Fossilíferas em Sistemas Continentais

A preservação de restos orgânicos pode ocorrer no meio subaéreo e subaquoso, embora o último seja muito mais efetivo neste sentido. Fósseis já foram reportados em sedimentos eólicos e tufos subaéreos, além de ocorrências em fendas cársticas (Schönfeld, 1911; Walker, 1973; Boy, 1977; Graham, 1981). As principais ocorrências de invertebrados e vertebrados, nos sistemas continentais, porém, estão associadas aos ambientes de origem fluvial (vide Bertoni-Machado, 2008), lacustrina ou de ambiente costeiro. Restos de macrofósseis vegetais são comumente encontrados no ambiente fluvial, deltaico e lacustrino (Greenwood, 1991).

Ocorrências em sistema fluvial

Os depósitos aluviais são bastante representativos no registro estratigráfico e, embora os rios há muito tempo sejam reconhecidos como agentes erosivos e transportadores de sedimentos, sua função como sítio de preservação e acumulação de restos orgânicos foi bastante negligenciada (Bertoni-Machado, 2008).

Rios ocorrem sobre amplas áreas continentais e em qualquer contexto climático e os distintos tipos de sistemas fluviais (reto, entrelaçado, anastomosado e meandrante) variam significativamente as suas características, sendo fatores como o relevo e a descarga agentes controladores da capacidade e competência do sistema fluvial, refletidos, principalmente, no tipo de sedimento transportado e na morfologia do canal. Tetrápodes terrestres dependem de água para viver, portanto é natural encontrá-los próximo a corpos d'água, sejam esses grandes rios ou lagos de planície de inundação; portanto, espera-se que sejam encontrados restos fósseis de organismos pretéritos em sedimentos aluviais.

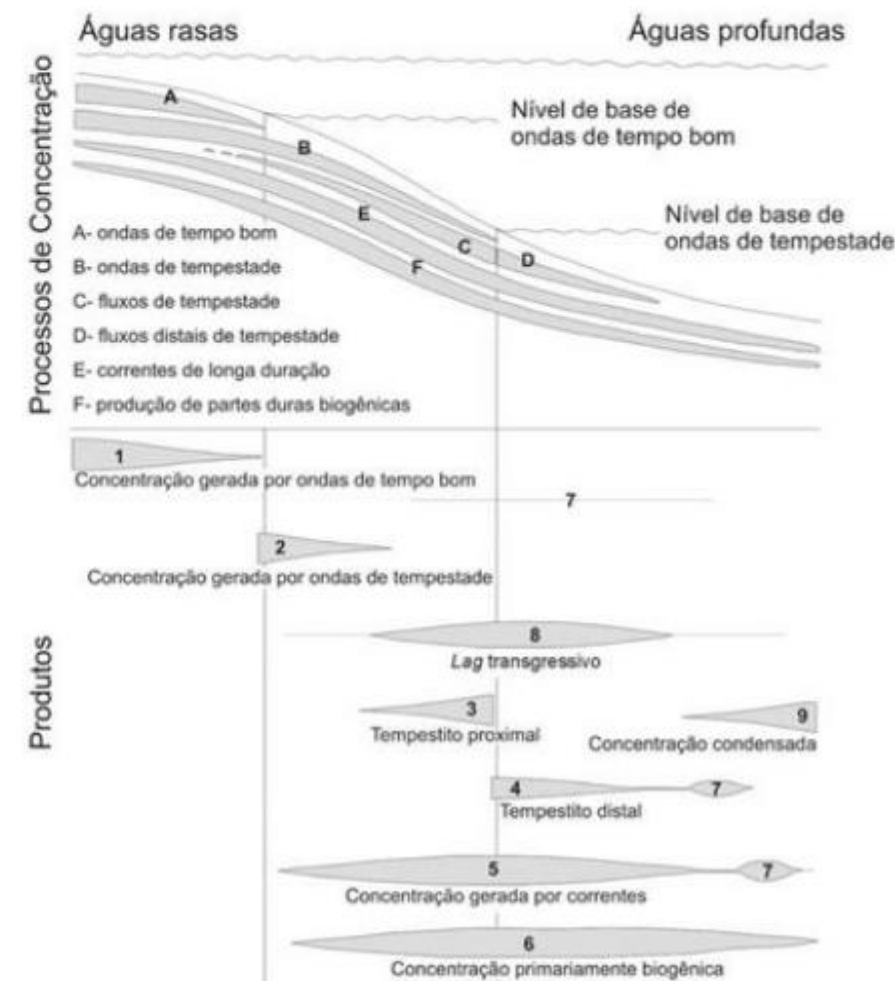



Figura 3.10 Distribuição ao longo de gradiente batimétrico, águas rasas/profundas, dos processos concentradores de material bioclástico e seus respectivos produtos sedimentares (acumulações biogênicas), modificado de Fürsich & Oschmann (1993).

Carcaças de vertebrados e restos vegetais podem ser incorporados à carga do canal (figura 3.11) e encalhar nos meandros do sistema de canais (aporte de restos biogênicos, figura 3.11 B e C), sendo posteriormente recobertos pela sedimentação. Esqueletos de vertebrados, nesse caso, podem ser preservados relativamente inteiros e articulados. Os restos na planície de inundação (figura 3.11A) podem ser soterrados nas épocas de cheia, quando ocorrem rompimentos de diques e inundação da planície. A migração lateral, característica dos sistemas meandrantes, pode erodir depósitos preexistentes (figura 3.11A"), mobilizando restos pré-fossilizados, dentro do horizonte de solo (figura 3.11A') e na planície de inundação (figura 3.11A). Dessa forma, ossos e fragmentos vegetais são incorporados à carga no canal (figura 3.11D), onde se misturam com ossos mais recentes, provenientes de animais recém-mortos e ainda sujeitos à necrólise e desarticulação. Pelo exposto, pode-se dizer, portanto, que o modo de preservação dos fósseis em sistemas fluviais é controlado pelo desenvolvimento das fácies de canal e planície de inundação, como resumido na tabela 3.4. O leitor interessado poderá recorrer a Kotzian & Simões (2006), para uma análise detalhada de tafonomia e invertebrados em sistema fluvial meandrante, tendo o Rio Touro Passo, RS, como exemplo.

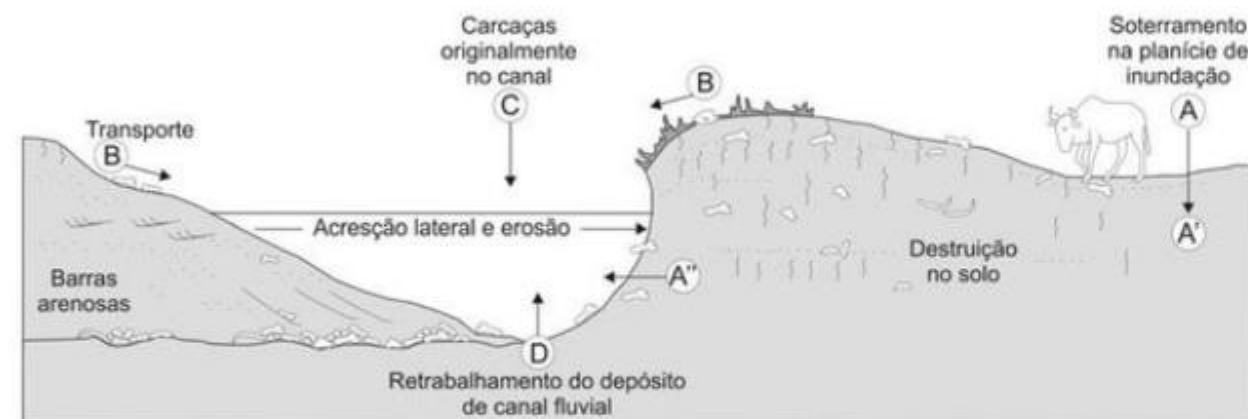



Figura 3.11 Seção mostrando os diferentes depósitos fluviais, em sistema de canal meandrante e a trajetória tafonômica dos restos de vertebrados, modificado de Behrensmeyer (1982).

Já os vegetais, em geral, são raros em depósitos residuais de canal, de rios meandrantes, embora, órgãos vegetais de grande porte, como troncos, possam acumular nesses depósitos (Greenwood, 1991). Restos vegetais são preservados também nos sedimentos das barras em pontal, incluindo folhas, flores e troncos. Depósitos de rompimento de diques marginais podem recobrir os solos das planícies de inundação, preservando, assim, paleossolos contendo estruturas radiculares. As planícies de inundação e ambientes correlatos (meandros abandonados) são sazonalmente inundadas, recebendo o aporte de clásticos finos. Onde a planície permanece alagada a maior parte do ano, restos vegetais podem ser soterrados e podem apresentar excelente preservação (Spicier, 1989). Se houver desenvolvimento luxuriante da vegetação, então, nesses ambientes haverá condições para formação de turfeiras.

Ocorrências em sistema lacustre

Existem vários tipos de lagos (lagos pantanosos, lagos temporários), mas os mais efetivos para preservação dos restos esqueletais, são os lagos eutróficos (= ricos em nutrientes), já que o acúmulo de sedimento sapropélico favorece a conservação. As sucessões sedimentares geradas em ambiente lacustre são, em geral, mais uniformes na espessura e continuidade lateral das camadas. Em outras palavras, os depósitos lacustres são tabulares, em seção, e finamente laminados.

Restos vegetais representados por troncos, folhas, sementes, frutos e, mais raramente, por flores, além de conchas de biválvios e outros moluscos (e. g. gastrópodes dulcícolas ou terrestre), bem como de crustáceos, são comuns nos sedimentos lacustres. Troncos e vertebrados podem ser transportados para dentro do sistema lacustre pelas correntes dos rios e constituírem registros alóctones. Existe consenso de que, no caso das plantas vasculares, o registro nos sedimentos lacustres laminados, o qual é representado principalmente por folhas, é dominado por indivíduos da flora local (Greenwood, 1991).

A questão do tempo envolvido na formação destas concentrações fossilíferas lacustres pode, em alguns casos, ser resolvido com bastante acuracidade. Depósitos várvicos permitem determinar, em casos extremos, até o ano da morte de determinado organismo (Wilson, 1987). Outra maneira de resolver a representatividade temporal média destas ocorrências é utilizar-se de taxas de sedimentação de lagos holocênicos, extrapolando os dados, posteriormente. Empregando esse procedimento, a maioria das ocorrências fossilíferas, em leitos com centímetros a decímetros de espessura, aponta um período de tempo médio de deposição, da ordem de 10^3 anos (Webb & Webb, 1988), a despeito do problema da ocorrência de eventos esporádicos (tempestades, correntes de turbidez). Esses eventos mobilizam, em muito pouco tempo, grande quantidade de sedimento, impedindo o amplo emprego do cálculo de taxas médias de sedimentação.

Ocorrências em sistemas costeiros

Os sistemas ditos transicionais, como estuários, deltas e lagunas, são dominados, em maior ou menor grau, pela ação dos processos marinhos (e. g. ondas, marés, correntes) que constituem poderosos agentes de retrabalhamento. Os sedimentos que melhor preservam organismos vindos dos ambientes continentais, particularmente órgãos vegetais, são os deltaicos, especialmente, os dos deltas dominados pelos processos fluviais. Deltas de maré e aqueles dominados por ondas não são propícios para preservação, a não ser na forma de depósitos intensamente retrabalhados e com amplo acúmulo de esqueletos de gerações muito distintas (mistura temporal).

> Acúmulos de invertebrados são frequentes nesses sistemas, entretanto, restos de vertebrados são raros. Existem também poucas ocorrências de vertebrados fósseis em sedimentos estuarinos ou de plataforma, uma das mais conhecidas, é, possivelmente, a de messosaurídeos da Formação Irati (Permiano) da Bacia do Paraná (Boy, 1977; Holz & Soares, 1995; Soares, 2003).

Preservação Excepcional: *Fossil-Lagerstätten*

Seilacher (1970, p. 34) empregou o termo ***fossil-lagerstätten*** para designar "um corpo rochoso que contém, devido à qualidade e à quantidade, um número incomum de informações paleontológicas". Seilacher *et alii* (1985) distinguiram, basicamente, dois tipos de *fóssil-lagerstätten*:

a) ocorrências por concentração (***Konzentrat-lagerstätten***);
b) ocorrências por conservação (***Konservat-lagerstätten***).

O termo *fossil-lagerstätten* se popularizou na literatura tafonômica, e hoje esses depósitos são simplesmente denominados *lagerstätten* (singular *lagerstätte*). O primeiro tipo de *lagerstätten* caracteriza-se por concentrações contendo partes duras, desarticuladas, concentradas por algum agente exógeno, representando mistura de biotas de tempos diferentes. O segundo tipo representa concentrações caracterizadas por decomposição incompleta das proteínas, preservando substâncias orgânicas não mineralizadas (e. g. quitina) e esqueletos completos, sendo que vários fatores podem impedir sua decomposição (e. g. sedimento sapropélico, armadilhas de conservação, como turfeiras ou âmbar, fluxos de massas). Nesse tipo de depósito, os fósseis estão excepcionalmente bem preservados e as condições tafonômicas de preservação são muito particulares. O conhecimento disponível sobre a natureza e os processos de preservação, envolvidos em tais depósitos, provêm dos estudos das ocorrências fósseis do Folhelho Burgess (Cambriano), Canadá, e da Fauna de Ediacara (Neoproterozoico), Austrália, conduzidos por autores, tais como D. Briggs, P. Allison, S. C. Morris e J. Gehling. Mais recentemente, Briggs (2001) e Bottjer *et alii* (2002) apresentaram sínteses sobre conhecimento das principais ocorrências de *lagerstätten* do mundo (vide tabela 3.6).

Os depósitos do tipo ***Konservat-lagerstätten*** são, normalmente, formados por eventos catastróficos, associados ao soterramento instantâneo. Esses depósitos são particularmente comuns em determinados ambientes sedimentares, como o marinho, plataformal e o lacustre. Em geral, a preservação excepcional dos organismos está associada à ausência de organismos decompositores, devido à anoxia do substrato, à hipersalinidade e ao rápido soterramento da matéria orgânica. Além disso, em determinados ambientes, como o marinho, por exemplo, a presença de esteiras microbianas, junto ao fundo, é importante para a preservação das partes moles, por promover a rápida mineralização dos tecidos (Briggs, 2001). As ocorrências em âmbar, lagos de asfalto e gelo, etc., são consideradas como armadilhas de preservação, envolvendo ambientes muito específicos (Seilacher *et alii*, 1985). Importante lembrar que os depósitos de *Konservat-lagerstätten* poderão conter elementos transportados, como é o caso do Folhelho Burgess e do Calcário Solnhofen, misturados a outros elementos preservados *in situ*.

> No Brasil, certamente, muitas das concentrações fossilíferas da Formação Santana (Cretáceo), da Bacia do Araripe, contendo uma diversificada fauna de peixes, vertebrados terrestres e semiaquáticos, insetos e vegetais, dentre outros fósseis excepcionalmente bem preservados, constituem exemplos de *fossillagerstätten*. Outros exemplos importantes são as concentrações fossilíferas da Formação Santa Maria (Triássico), Bacia do Paraná, no Estado do Rio Grande do Sul e as acumulações de restos de mamíferos paleocênicos da Bacia de São José de Itaboraí, no Estado do Rio de Janeiro.

Tabela 3.6 Algumas das principais ocorrências mundiais de depósitos do tipo *Lagerstätten*. Idades em milhões de anos. Compilado de diversos autores (e. g. Seilacher *et alii*, 1985; Briggs, 2001; Botjer *et alii*, 2002)

ERA	PERÍODO/ÉPOCA	*LAGERSTÄTTEN*	AMBIENTE	FÓSSEIS
Cenozoico (0-65 Ma)	Eoceno (34-53 Ma)	Monte Bolca	Lagunar	Peixes, plantas e insetos
Mesozoico (65-250 Ma)	Cretáceo (65-145 Ma)	Formação Santana	Lagunar	Vertebrados, invertebrados, plantas
		Formação Yixian	Lacustre	Dinossauros, aves, plantas
	Jurássico (145-200 Ma)	Calcário Solnhofen	Lagunar	*Archeopteryx* e *Compsognathus*
		Folhelho *Posidonia*	Marinho	Invertebados marinhos
	Triássico (200-251 Ma)	Ictiossauros de Berlim	Marinho	Ictiossauros
		Monte San Giorgio	Lagunar	Répteis, peixes, invertebrados
		Formação Grès á Voltzia	Deltaico	Plantas, insetos, crustáceos e peixes
Paleozoico (251-543 Ma)	Carbonífero (295-355 Ma)	Formação Mazon Creek	Deltaico, marinho raso	Plantas, invertebrados marinhos
		Bear Gulch	Marinho Plataformal	Peixes e invertebrados
	Devoniano (355-410 Ma)	Filito Hunsrück	Marinho Plataformal	Invertebrados, vertebrados e esporos
	Ordoviciano (440-495 Ma)	Trilobites de Beecher	Marinho	Trilobites
	Cambriano (495-543 Ma)	Orsten	Marinho	Trilobites
		Folhelho Burgess	Marinho plataformal-profundo	Invertebrados e vertebrados
		Chengjiang	Marinho plataformal-profundo	Invertebrados e vertebrados
Neoproterozoico (543-1000 Ma)	Vendiano (543-600 Ma)	Ediacara	Marinho	Invertebrados e
		Formação Doushantuo	Marinho	Embriões

Implicações em Sistemática dos Processos de Fossilização

Através do processo de fossilização, especialmente da fase de fossildiagênese, alterações morfológicas podem ser produzidas nos elementos esqueletais. Esse aspecto pode afetar diretamente a identificação das espécies, por vezes levando ao reconhecimento de táxons inválidos. O termo **tafotáxon** foi introduzido na literatura paleontológica por Lucas (2001), em alusão aos *taxa* erigidos com base em caracteres morfológicos que são fruto de alterações produzidas pelo processo de fossilização. Embora o uso do termo tafotáxon seja novo, a questão da distinção entre os caracteres morfológicos que têm origem realmente biológica daqueles que são resultados do processo de fossilização há muito preocupa os paleontólogos. No Brasil, por exemplo, Rocha-Campos (1970) demonstrou que a diversidade da fauna marinha de Taió (Formação Rio Bonito, Permiano Inferior, Bacia do Paraná, Estado de Santa Catarina) era menor, do que a suposta por Reed (1930) e Kegel & Costa (1951). Isto porque Rocha-Campos (1970) constatou que as sete espécies de pectinídeos atribuídas ao gênero *Heteropecten* (=*Aviculopecten*), por autores prévios, eram variantes intraespecíficas de *Aviculopecten catharinae*, sendo que as alterações na ornamentação das valvas eram fruto, em geral, do processo de fossilização (moldes compostos, vide Rocha-Campos, 1966).

Em um dos casos melhor estudados, no Brasil, Holz & Schultz (1998) constataram a ocorrência de alterações morfológicas e diagenéticas significativas em ossos da paleoherpetofauna do Mesotriássico do Gondwana sul-brasileiro. Neste caso, os fósseis apresentam um tipo de fossilização onde a permineralização foi seguida pela ação deslocadora de carbonato de cálcio (calcita) (Holz & Schultz, 1998). As soluções permineralizantes penetraram no tecido ósseo, durante a fase eodiagenética ou sindiagenética, preenchendo os canais e os poros do tecido ósseo, posteriormente, expandindo a estrutura óssea, devido à intensa cristalização da calcita, levando a alterações, em volume, da ordem de 100%. Concomitante, com a expansão diagenética, a apatita da estrutura interna do osso sofreu corrosão, tendo como resultado final um "osso" fóssil muito inchado e constituído não mais de apatita, mas dominantemente de calcita. Essa alteração diagenética levou a erros taxonômicos, apresentando espécies e gêneros não naturais, mas gerados diageneticamente (Holz & Schultz, 1998).

Reconhecer as variações morfológicas decorrentes do processo de fossilização é, portanto, fundamental para os estudos de cunho sistemático, para que as descrições de novas espécies na paleontologia evitem a validação de táxons artificiais, o que causa, por exemplo, uma falsa ideia de diversidade da fauna. Dentre os estudos que ressaltam o papel da fossilização na alteração de caracteres morfológicos, o aspecto mais importante é o de que os autores fundamentam suas observações em coleções numerosas (Macnaughton & Pickerill, 2003; Simões *et alii*, 2003). Nesses casos, consequentemente, a identificação do maior espectro possível de variações morfológicas, decorrentes de alterações tafonômicas fica mais evidente, especialmente quando os exemplares vêm de intervalos estratigráficos distintos e, por vezes, com histórias tafonômicas diferentes.

Considerações Finais

Sabemos hoje que na formação de uma ocorrência fossilífera atuam uma ampla gama de processos tafonômicos e geológicos, que em seu total formam uma equação de muitas variáveis. Em tafonomia, cada caso é um caso. Para cada área, grupo taxonômico considerado, para cada andar ou período geológico tratado, para cada faixa de paleolatitude, os fatores ambientais mudam, os processos biológicos e geológicos não se repetem e o padrão e o tempo de acumulação e soterramento podem ser diferentes. O tafônomo deve ter não só um bom conhecimento paleobiológico, conhecer a **taxonomia** dos grupos estudados, mas também ser profundo conhecedor dos preceitos da **análise faciológica** e da **Estratigrafia** e **Sedimentologia**. Essa dualidade é que faz da Tafonomia uma ciência tão fascinante.

Hoje, a Tafonomia transcendeu o campo do estudo de mortandade e acúmulo, como evento isolado e atemporal, e está inserida em um contexto mais amplo, dentro da **Geologia** e da **Paleobiologia**. Uma das preocupações básicas, atualmente, diz respeito à fidelidade ecológica das tafocenoses e seu potencial para análises de **paleobiologia da conservação** (Flessa, 2002). Outra tendência atual na Tafonomia é a de integrar os dados, em especial sobre a gênese dos depósitos do tipo *lagerstätten*, aos arcabouços estratigráficos, em especial a **Estratigrafia de Sequências**. A integração à **Estratigrafia Dinâmica**, ciência que estuda os ciclos e eventos de sedimentação e os mecanismos de controle sobre sua frequência e magnitude, é outro caminho que a Tafonomia começa a trilhar (e. g. Brett & Seilacher, 1991; Holz & Simões 2002, 2005).

Referências

ANELLI, L. E.; SIMÕES, M. G. & ROCHA-CAMPOS, A. C. 1998. Life mode of some Brazilian Upper Paleozoic anomalodesmatans. *In:* JOHNSTON, P. A. & HAGGART, J. W. (orgs.). *Bivalves – An Eon of evolution – paleobiological studies honoring Norman D. Newell*. 1ª ed. Canada, Calgary University Press, p. 69-74.

BARBOUR-WOOD, S. L.; KRAUSE, R. A.; KOWALEWSKI, M.; WEHMILLER, J. F. & SIMÕES, M. G. 2006. Aspartic acid racemization dating of Holocene brachiopods and bivalves from the Southern Brazilian Shelf, South Atlantic. *Quaternary Research, 66*: 323-331.

BEHRENSMEYER, A. K. 1978. Taphonomic and ecologic information from bone weathening. *Paleobiology, 4*: 150-162.

BEHRENSMEYER, A. K. 1982. Time resolution in fluvial vertebrate assemblages. *Paleobiology, 8*: 211-227.

Tabela 3.6 Algumas das principais ocorrências mundiais de depósitos do tipo *Lagerstätten*. Idades em milhões de anos. Compilado de diversos autores (e. g. Seilacher *et alii*, 1985; Briggs, 2001; Botjer *et alii*, 2002)

ERA	PERÍODO/ÉPOCA	*LAGERSTÄTTEN*	AMBIENTE	FÓSSEIS
Cenozoico (0-65 Ma)	Eoceno (34-53 Ma)	Monte Bolca	Lagunar	Peixes, plantas e insetos
Mesozoico (65-250 Ma)	Cretáceo (65-145 Ma)	Formação Santana	Lagunar	Vertebrados, invertebrados, plantas
		Formação Yixian	Lacustre	Dinossauros, aves, plantas
	Jurássico (145-200 Ma)	Calcário Solnhofen	Lagunar	*Archeopteryx* e *Compsognathus*
		Folhelho *Posidonia*	Marinho	Invertebados marinhos
	Triássico (200-251 Ma)	Ictiossauros de Berlim	Marinho	Ictiossauros
		Monte San Giorgio	Lagunar	Répteis, peixes, invertebrados
		Formação Grès á Voltzia	Deltaico	Plantas, insetos, crustáceos e peixes
Paleozoico (251-543 Ma)	Carbonífero (295-355 Ma)	Formação Mazon Creek	Deltaico, marinho raso	Plantas, invertebrados marinhos
		Bear Gulch	Marinho Plataformal	Peixes e invertebrados
	Devoniano (355-410 Ma)	Filito Hunsrück	Marinho Plataformal	Invertebrados, vertebrados e esporos
	Ordoviciano (440-495 Ma)	Trilobites de Beecher	Marinho	Trilobites
	Cambriano (495-543 Ma)	Orsten	Marinho	Trilobites
		Folhelho Burgess	Marinho plataformal-profundo	Invertebrados e vertebrados
		Chengjiang	Marinho plataformal-profundo	Invertebrados e vertebrados
Neoproterozoico (543-1000 Ma)	Vendiano (543-600 Ma)	Ediacara	Marinho	Invertebrados e
		Formação Doushantuo	Marinho	Embriões

Implicações em Sistemática dos Processos de Fossilização

Através do processo de fossilização, especialmente da fase de fossildiagênese, alterações morfológicas podem ser produzidas nos elementos esqueletais. Esse aspecto pode afetar diretamente a identificação das espécies, por vezes levando ao reconhecimento de táxons inválidos. O termo **tafotáxon** foi introduzido na literatura paleontológica por Lucas (2001), em alusão aos *taxa* erigidos com base em caracteres morfológicos que são fruto de alterações produzidas pelo processo de fossilização. Embora o uso do termo tafotáxon seja novo, a questão da distinção entre os caracteres morfológicos que têm origem realmente biológica daqueles que são resultados do processo de fossilização há muito preocupa os paleontólogos. No Brasil, por exemplo, Rocha-Campos (1970) demonstrou que a diversidade da fauna marinha de Taió (Formação Rio Bonito, Permiano Inferior, Bacia do Paraná, Estado de Santa Catarina) era menor, do que a suposta por Reed (1930) e Kegel & Costa (1951). Isto porque Rocha-Campos (1970) constatou que as sete espécies de pectinídeos atribuídas ao gênero *Heteropecten* (=*Aviculopecten*), por autores prévios, eram variantes intraespecíficas de *Aviculopecten catharinae*, sendo que as alterações na ornamentação das valvas eram fruto, em geral, do processo de fossilização (moldes compostos, vide Rocha-Campos, 1966).

Em um dos casos melhor estudados, no Brasil, Holz & Schultz (1998) constataram a ocorrência de alterações morfológicas e diagenéticas significativas em ossos da paleoherpetofauna do Mesotriássico do Gondwana sul-brasileiro. Neste caso, os fósseis apresentam um tipo de fossilização onde a permineralização foi seguida pela ação deslocadora de carbonato de cálcio (calcita) (Holz & Schultz, 1998). As soluções permineralizantes penetraram no tecido ósseo, durante a fase eodiagenética ou sindiagenética, preenchendo os canais e os poros do tecido ósseo, posteriormente, expandindo a estrutura óssea, devido à intensa cristalização da calcita, levando a alterações, em volume, da ordem de 100%. Concomitante, com a expansão diagenética, a apatita da estrutura interna do osso sofreu corrosão, tendo como resultado final um "osso" fóssil muito inchado e constituído não mais de apatita, mas dominantemente de calcita. Essa alteração diagenética levou a erros taxonômicos, apresentando espécies e gêneros não naturais, mas gerados diageneticamente (Holz & Schultz, 1998).

Reconhecer as variações morfológicas decorrentes do processo de fossilização é, portanto, fundamental para os estudos de cunho sistemático, para que as descrições de novas espécies na paleontologia evitem a validação de táxons artificiais, o que causa, por exemplo, uma falsa ideia de diversidade da fauna. Dentre os estudos que ressaltam o papel da fossilização na alteração de caracteres morfológicos, o aspecto mais importante é o de que os autores fundamentam suas observações em coleções numerosas (Macnaughton & Pickerill, 2003; Simões *et alii*, 2003). Nesses casos, consequentemente, a identificação do maior espectro possível de variações morfológicas, decorrentes de alterações tafonômicas fica mais evidente, especialmente quando os exemplares vêm de intervalos estratigráficos distintos e, por vezes, com histórias tafonômicas diferentes.

Considerações Finais

Sabemos hoje que na formação de uma ocorrência fossilífera atuam uma ampla gama de processos tafonômicos e geológicos, que em seu total formam uma equação de muitas variáveis. Em tafonomia, cada caso é um caso. Para cada área, grupo taxonômico considerado, para cada andar ou período geológico tratado, para cada faixa de paleolatitude, os fatores ambientais mudam, os processos biológicos e geológicos não se repetem e o padrão e o tempo de acumulação e soterramento podem ser diferentes. O tafônomo deve ter não só um bom conhecimento paleobiológico, conhecer a **taxonomia** dos grupos estudados, mas também ser profundo conhecedor dos preceitos da **análise faciológica** e da **Estratigrafia** e **Sedimentologia**. Essa dualidade é que faz da Tafonomia uma ciência tão fascinante.

Hoje, a Tafonomia transcendeu o campo do estudo de mortandade e acúmulo, como evento isolado e atemporal, e está inserida em um contexto mais amplo, dentro da **Geologia** e da **Paleobiologia**. Uma das preocupações básicas, atualmente, diz respeito à fidelidade ecológica das tafocenoses e seu potencial para análises de **paleobiologia da conservação** (Flessa, 2002). Outra tendência atual na Tafonomia é a de integrar os dados, em especial sobre a gênese dos depósitos do tipo *lagerstätten*, aos arcabouços estratigráficos, em especial a **Estratigrafia de Sequências**. A integração à **Estratigrafia Dinâmica**, ciência que estuda os ciclos e eventos de sedimentação e os mecanismos de controle sobre sua frequência e magnitude, é outro caminho que a Tafonomia começa a trilhar (e. g. Brett & Seilacher, 1991; Holz & Simões 2002, 2005).

Referências

ANELLI, L. E.; SIMÕES, M. G. & ROCHA-CAMPOS, A. C. 1998. Life mode of some Brazilian Upper Paleozoic anomalodesmatans. *In:* JOHNSTON, P. A. & HAGGART, J. W. (orgs.). *Bivalves – An Eon of evolution – paleobiological studies honoring Norman D. Newell*. 1ª ed. Canada, Calgary University Press, p. 69-74.

BARBOUR-WOOD, S. L.; KRAUSE, R. A.; KOWALEWSKI, M.; WEHMILLER, J. F. & SIMÕES, M. G. 2006. Aspartic acid racemization dating of Holocene brachiopods and bivalves from the Southern Brazilian Shelf, South Atlantic. *Quaternary Research, 66*: 323-331.

BEHRENSMEYER, A. K. 1978. Taphonomic and ecologic information from bone weathening. *Paleobiology, 4*: 150-162.

BEHRENSMEYER, A. K. 1982. Time resolution in fluvial vertebrate assemblages. *Paleobiology, 8*: 211-227.

MARTÍNEZ, J. C. 2007. *Tafonomía, taxonomía y ecología de los Foraminíferos de la Albufera de Torreblanca*, Universitat de Valencia, Tese de doutoramento, Departamento de Zoologia, 523 p.

MOLINA, E. 1990. Ontogenia y tafonomía de los foraminíferos planctónicos: consecuencias en su aplicación geológica. *In*: *Comunicaciones de la Reunión de Tafonomía y Fosilización*. S. Fernández López (coord.). Departamento de Paleontología de la Universidad Complutense de Madrid, p. 231-236.

MOLINA, E. 1996. El análisis tafonómico en Micropaleontología: particularidades tafonómicas de los microfósiles. *In*: REUNIÓN DE TAFONOMÍA Y FOSILIZACIÓN, 2, G. Meléndez *et alii* (eds.). Institución Fernando el Católico, Zaragoza, p. 241-246.

MOLINA, E. 2002. Tafonomía. Particularidades de la fosilización de los microfósiles. *In*: MOLINA, E. (ed.) *Micropaleontología*, Prensas Universitarias de Zaragoza, p. 43-58.

OLSZEWSKI, T. D. 2004. Modeling the influence of taphonomic destruction, reworking, and burial on time-averaging in fossil accumulations. *Palaios, 19*: 39-50.

PAUL, C. R. C. 1985. The adequacy of the fossil record reconsidered. *Special Papers on Palaeontology, 33*: 7-16.

PAUL, C. R. C. 1998. Adequacy, completeness and the fossil record. *In*: *The adequacy of the fossil record*, DONOVAN, S. K. & PAUL, C. R. C. (eds.). Wileys, Chichester, p. 1-22.

PAUL, C. R. C. 2008. Nature Debates *on-line*, http://www.nature.com/nature/debates/fossil/fossil_9.html#4, julho de 2008.

REED, F. R. C. 1930. Uma nova fauna permocarbonífera do Brasil. *Monografia do Serviço Geológico e Mineralógico, 10*: 1-45.

REIF, W. E. 1971. Zur Genese des Muschelkalk-Keuper Grenzbonebeds in Südwestdeutschland, *Neues Jahrbuch für Geologie und Paleontologie, 139*: 369-404.

ROCHA-CAMPOS, A. C. 1966. Implicação em sistemática do tipo de fossilização dos lamelibrânquios fósseis de Taió, Santa Catarina. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia, 15*: 55-60.

ROCHA-CAMPOS, A. C. 1970. Moluscos permianos da Formação Rio Bonito (Subgrupo Guatá), SC. *Boletim do Departamento Nacional de Produção Mineral, Divisão de Geologia e Mineralogia, 251*: 1-89.

RODLAND, D. L.; KOWALEWSKI, M.; SIMÕES, M. G. & CARROLL, M. 2004. Colonization of a 'Lost World': encrustation patterns in modern subtropical brachiopod assemblages. *Palaios, 19*: 384-399.

RODLAND, D. L.; KOWALEWSKI, M.; CARROLL, M. & SIMÕES, M. G. 2006. The temporal resolution of epibiont assemblages: are they ecological snapshots or overexposures? *Journal of Geology, 114*: 313-324.

RODRIGUES, S. C.; LEME, J. M. & SIMÕES, M. G. 2003. Tafonomia comparada dos Conulatae (Cnidaria), Formação Ponta Grossa (Devoniano), Bacia do Paraná, Estado do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências, 33*: 1-10.

SCHÖNFELD, G. 1911. *Branchiosaurus tener* Schönfeld. Ein neuer Stegochephale aus dem Rotliegenden des nordwestlichen Sachsen. *Sitz. Berl.Abh. Nanturwiss. Ges. Isis.*, p. 19-43.

SCOTT, A. C. & COLLINSON, M. E. 1983. Investigating fossil plant beds. *Geology Teaching, 7*: 114-122.

SEILACHER, A. 1970. Begriff und Bedeutung der Fossil-Lagerstätten. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, 1*: 34-39.

SEILACHER, A.; REIF, W. E. & WESTPHAL, F. 1985. Sedimentological, ecological and temporal patterns of fossil Lagerstätten. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, B311*: 5-23.

SEPKOSKI, J. J. Jr. 1981. A factor analytic description of the Phanerozoic marine fossil record. *Paleobiology, 7*: 36-53.

SHIPMAN, P. 1981. *Life History of a fossil.* Harvard University Press, London, 228 p.

SIMÕES, M. G. & KOWALEWSKI, M. 1998 Complex shell beds as paleoecological puzzles: a case study from the Upper Permian of the Paraná Basin, Brazil. *Facies, 38*: 175-196.

SIMÕES, M. G.; TORELLO, F. F. & ROCHA-CAMPOS, A. C. 1996. Gênese e classificação da coquina de Camaquã, Formação Corumbataí (Neopermiano), na região de Rio Claro, SP. *Anais da Academia Brasileira de Ciências, 68*: 545-557.

SIMÕES, M. G.; MELLO, L. H. C.; RODRIGUES, S. C.; LEME, J. M. & MARQUES, A. C. 2000. Conulariid taphonomy as a tool in paleoenvironmental analysis. *Revista Brasileira de Geociências, 30*: 757-762.

SIMÕES, M. G.; RODRIGUES, S. C.; LEME, J. M. & VAN ITEN, H. 2003. Some Middle Paleozoic conulariids (Cnidaria) as possible examples of taphonomic artifacts. *Journal of Taphonomy, 1*: 165-186.

SIMÕES, M. G.; RODRIGUES, S. C.; LEME, J. M. & PIRES-DOMINGUES, R. A. 2007. Brachiopod shells on the beach: taphonomic overprinting in a fear-weather accumulation. *Journal of Taphonomy, 5*: 205-225.

SOARES, M. B. 2003. A taphonomic model for the mesosaur assemblage of the Irati Formation, Paraná Basin, Brazil. *Acta Geológica Hispanica, 1*: 349-361.

SPEYER, S. E. & BRETT, C. E. 1986. Trilobite taphonomy and Middle Devonian taphofacies. *Palaios, 1*: 312-327.

SPEYER, S. E. & BRETT, C. E. 1988. Taphofacies models for epeiric sea environments: Middle Paleozoic examples. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeocology, 63*: 225-262.

SPICER, R. A. 1989. The formation and interpretation of plant fossil assemblages. *Advances in Botanical Research, 16*: 96-191.

THUNELL, R. C. & HONJO, S. 1981. Calcite dissolution and the modification of planktonic foraminiferal assemblages. *Marine Micropaleontology, 6*: 169-182.

TOOTS, H. 1965. Sequence of disarticulation in mammalian skeletons. *Contributions to Geology, 4*: 37-39.

TORELLO, F. F. 2004. *Tafonomia Experimental do Fóssil-Vivo Bouchardia rosea (Brachiopoda- Terebratellidae) e suas implicações paleontológicas.* Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 143 p.

VALENTINE, J. W. 1989. How good was the fóssil record? Clues from the Californian Pleistocene. *Paleobiology, 15*: 83-94

VALENTINE, J. W.; JABLONSKI, D.; KIDWELL, S. M. & ROY, K. 2006 Assessing the fidelity of the fossil record by using marine bivalves. *National Academy of Sciences (USA), Proceedings, 103*: 6599-6604.

VOORHIES, M. R. 1969. Taphonomy and Population Dinamics of ar Early Pliocere Vertebrate Fauna. Krox Country, Nebruska. *Contributions to Geology, Special Paper, 1*, 69 p.

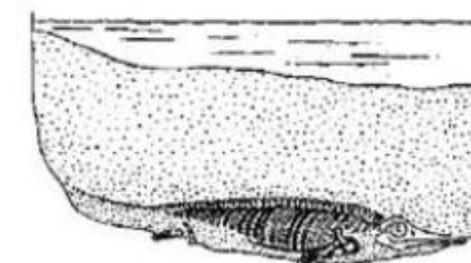
WALKER, A. D. 1973. The age of the Cutties Hillock sandstone (Permo-Triassic) of the Elgin area, Scott. *Journal of Geology, 9*: 177-183.

WALKER, S. E. & GOLDSTEIN, S. T. 1999. Taphonomic tiering: experimental field taphonomy of molluscs and foraminifera above and below the sediment-water interface. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 149*: 227-244.

WEBB, R. S. & WEBB, T. 1988. Rates of sediment accumulation in pollen cores from small lakes and mires of eastern Nort America. *Quaternary Research, 30*: 284-297.

WILSON, M. V. H. 1987. Evolutionary significance of North American Paleogene inset faunas. *Questiones Entomologicas, 14*: 35-42.

Estudando a Geoquímica dos Fósseis

Maria Somália Sales Viana

Considerando que os organismos adaptados estão presentes em uma dada área da biosfera, o número de indivíduos e a taxa de vida que mantêm dependem, em última análise, da taxa com que a energia flui através da parte biológica do sistema e da taxa com que os materiais circulam no interior do sistema e são trocados com sistemas adjacentes. É importante salientar que materiais energéticos circulam, porém a energia, não. Nitrogênio, carbono, água e outros materiais de que os organismos são constituídos, podem circular muitas vezes entre as unidades viventes e não viventes; isto é, qualquer átomo de matéria pode ser usado e reusado novamente. Por outro lado, a energia utilizada uma vez por determinado organismo ou população é convertida em calor, e é logo perdida pelo ecossistema. A vida é mantida também pela contínua entrada de luz solar vinda de fora do sistema da biosfera. Sendo assim, tem-se um fluxo de energia unidirecional (figura 4.1).

Os caminhos mais ou menos circulares percorridos pelos elementos químicos, passando pelos organismos e voltando ao ambiente e daí novamente voltando aos organismos, são conhecidos como ciclos biogeoquímicos. A geoquímica é a ciência que trata da composição química da Terra e a troca de elementos entre as diferentes partes da crosta terrestre, tais como seus oceanos e rios. A biogeoquímica é, por sua vez, o estudo das trocas de materiais entre os componentes viventes e não viventes da biosfera.

Os ciclos biogeoquímicos atuam essencialmente em sistemas associados aos recursos naturais renováveis: água, solo, fauna e flora. Essa atuação é feita através de processos fortemente influenciados pelo clima. Por isso, o estudo desses ciclos no passado remoto utiliza as rochas e os fósseis onde ficaram as marcas desses processos que, via de regra, sugerem ambientes e climas diagnósticos.

Para estudarmos a geoquímica dos fósseis é preciso, então, que conheçamos um pouco sobre os ciclos biogeoquímicos globais e suas interações com os processos sedimentares, através do tempo geológico. Muitos métodos de investigação geoquímica podem ser utilizados em fósseis ou nos sedimentos para ajudarem nas interpretações paleontológicas e serão abordados em vários capítulos deste livro. Neste capítulo, enfocaremos os métodos geoquímicos aplicados à paleontologia de vertebrados.

Ciclos Biogeoquímicos Globais

Os elementos vitais na natureza, em geral, não são distribuídos homogeneamente nem estão presentes sob a

Figura 4.1 Fluxo de energia simplificado.

mesma forma química através de um ecossistema. Ao contrário, os materiais estão em compartimentos ou *pools*, com várias taxas de câmbio entre eles.

Esses elementos e os sais dissolvidos, essenciais para a vida são chamados nutrientes ou sais biogênicos e são divididos em dois grupos, os macronutrientes (carbono, hidrogênio, oxigênio, nitrogênio, potássio, cálcio, magnésio, enxofre, fósforo) e os micronutrientes (ferro, manganês, cobre, zinco, boro, sódio, molibdênio, cloro, vanádio e cobalto). Os macronutrientes incluem os elementos e seus compostos que exercem papéis fundamentais, enquanto os micronutrientes são solicitados em quantidades muito pequenas.

A distribuição desses elementos em ciclos é função, basicamente do ciclo da água e do oxigênio, além dos fluxos de energia, que por sua vez, dependem também, de fatores astronômicos. Nos vários estágios de evolução da Terra, no decorrer do tempo geológico, ocorreram muitas variações na distribuição dos fluxos de energia no nosso planeta, tanto advindos do interior como de fontes externas. Tais variações também condicionaram os modos de vida e a sua evolução.

A organização ecológica dos seres vivos verificada, por exemplo, nos seus níveis tróficos, mantém os ciclos biogeoquímicos, como na figura 4.2.

Veremos a seguir os principais ciclos biogeoquímicos globais:

Figura 4.2 Níveis tróficos em ecossistemas. As setas finas mostram o fluxo de energia na cadeia alimentar (através da biomassa vivente) e as setas largas mostram o fluxo complementar de matéria orgânica morta (detritos). R indica a respiração.

A. Ciclo do Carbono

Uma grande variedade de organismos autotróficos fixa o dióxido de carbono com a formação de matéria orgânica (carbono orgânico). Todas as plantas, quase todos os animais e os micro-organismos aeróbicos têm sua energia derivada da oxidação dos compostos orgânicos estocados. O resultado é a formação de dióxido de carbono e água, além da remoção do oxigênio da atmosfera. De maneira análoga, nos processos de decomposição, há a obtenção de compostos orgânicos através de seres mortos (figura 4.3).

As plantas, durante a fotossíntese, absorvem preferencialmente o ^{12}C (fracionamento isotópico), tornando o $d^{13}C$ na matéria orgânica sempre negativo. Entretanto, havendo uma quebra no ciclo do carbono, com a preservação da matéria orgânica (evento anóxico), parte do ^{12}C não retorna ao ciclo, ficando preservado nas rochas. Isto tornará o $d^{13}C$, no CO_2 das rochas, mais positivo, caracterizando, nas sequências estratigráficas um evento anóxico. Assim, na formação de carbonatos, por ocasião de eventos anóxicos, o carbonato será mais rico em ^{13}C e o $d^{13}C$ será mais positivo (maior). Por outro lado, durante o evento oxidante o ^{12}C retorna ao ciclo para a fotossítese (figura 4.4).

Outra quebra natural no ciclo do carbono é o aumento de produtividade no meio aquático, que aumenta o consumo de ^{12}C e torna o $d^{13}C$ mais positivo.

Grandes períodos de extinção podem ser indicados pelo acúmulo de ^{12}C, tornando o $d^{13}C$ negativo. O consumo de ^{12}C, durante a fotossíntese, diminui, em períodos de extinção em massa e, em consequência, o ambiente torna-se enriquecido em ^{12}C.

A observação desses fenômenos de fracionamento isotópico é muito importante para as interpretações paleoambientais.

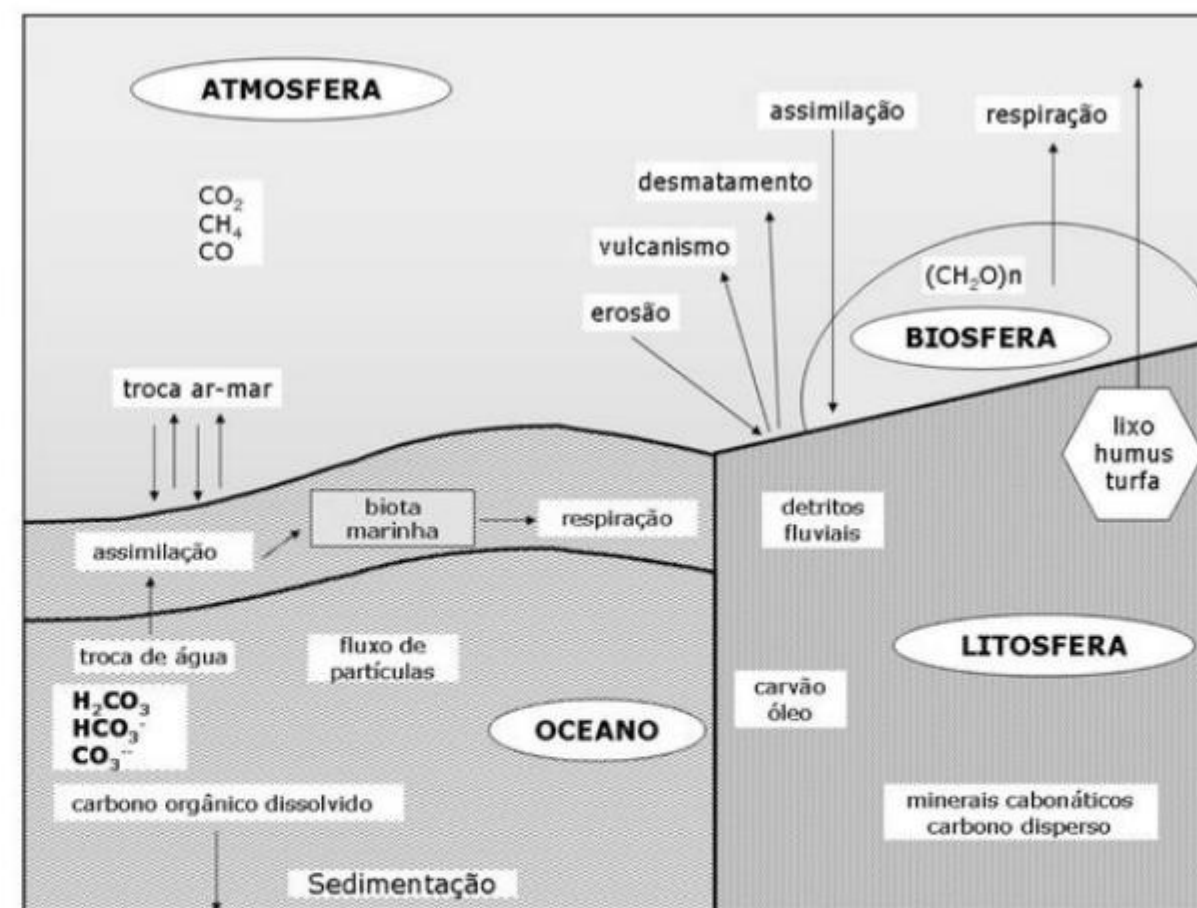



Figura 4.3 Ciclo do carbono simplificado. As setas indicam o fluxo de carbono (modificado de Butcher *et alii*, 1992).

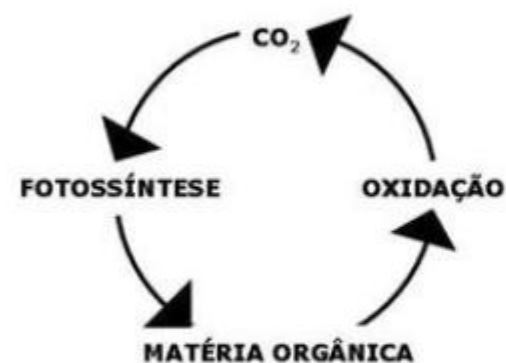



Figura 4.4 Esquema de um evento oxidante, quando o ^{12}C retorna ao ciclo para a fotossíntese.

B. Ciclo do Oxigênio

O ciclo do oxigênio está intimamente relacionado ao ciclo da água (figura 4.5). A água residual dos oceanos é naturalmente enriquecida em ^{18}O e, na sua superfície, o valor de $d^{18}O$ tende a zero, devido ao fenômeno da evaporação, pois o vapor d'água é enriquecido do isótopo mais leve (^{16}O). Já a condensação do vapor d'água numa nuvem, produzindo chuva, impõe enriquecimento da fase líquida em isótopos pesados, e, portanto, a primeira queda da chuva tem uma composição próxima à do oceano. A nuvem ficaria, então, progressivamente mais pobre em ^{18}O em direção ao continente e também em direção aos polos. Por isso, o gelo nas regiões polares é comparativamente mais rico em ^{16}O que as águas continentais de baixa latitude.

Assim, o fracionamento durante a evaporação da água dos oceanos, e mais tarde pela condensação de vapor nas nuvens, produz água doce, que geralmente é enriquecida nos isótopos mais leves. Na atmosfera, existe um enriquecimento marcado em ^{18}O, resultante do efeito de Dole, que estabelece o desequilíbrio isotópico entre o oxigênio atmosférico e o oxigênio da água do mar. Este enriquecimento da atmosfera em isótopos pesados também é influenciado pelos processos de respiração, que utiliza o isótopo mais leve (^{16}O).

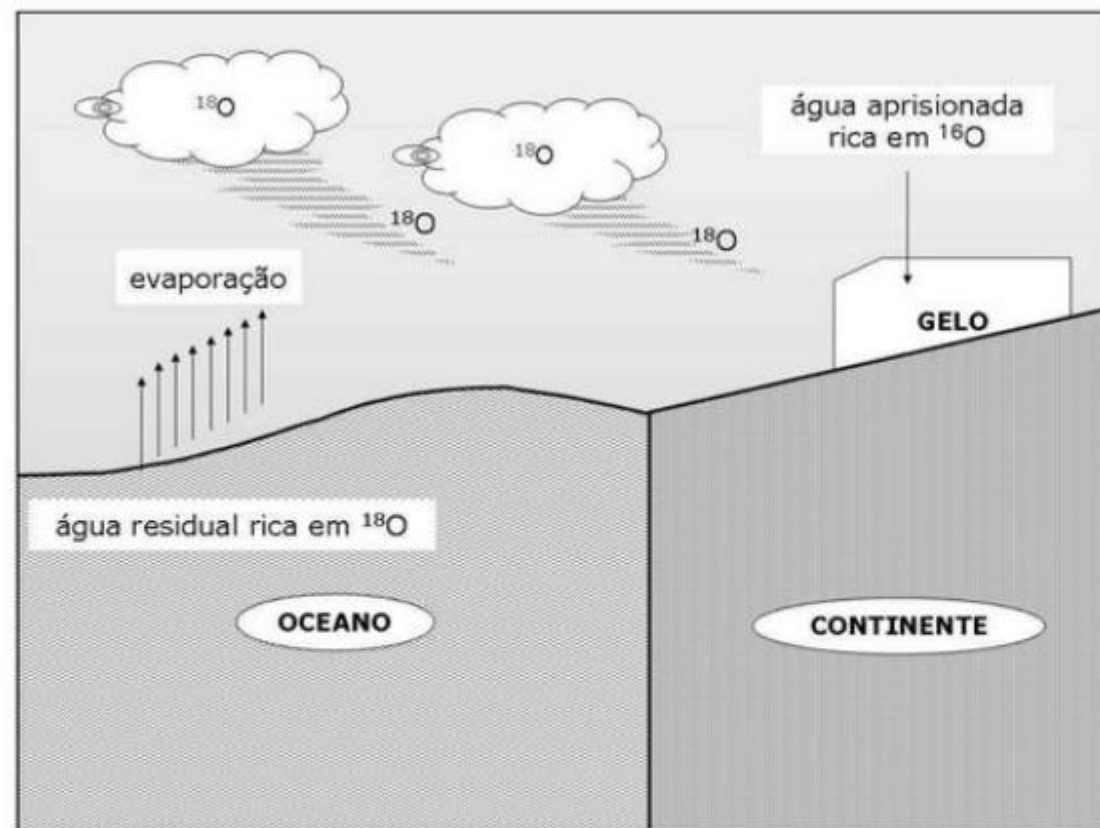



Figura 4.5 Ciclo do oxigênio simplificado.

Deste modo, as razões isotópicas, medidas nos fósseis, contêm informações sobre o ambiente físico e químico no tempo de vida do organismo, especialmente sobre a temperatura. O fato de as conchas e esqueletos de vertebrados aquáticos serem precipitados em equilíbrio com a água do meio em que vivem, é o princípio básico do método de medição de paleotemperatura, através do estudo de isótopos estáveis (paleotemperatura isotópica). Nos vertebrados terrestres, a razão $d^{18}O$ nos ossos reflete a composição isotópica da água ingerida. O fracionamento isotópico nesse sistema deve ser considerado nos vários reservatórios de oxigênio que apresentam composições isotópicas diferentes e interagem durante os processos biológicos de formação dos fluidos do corpo e dos ossos. O oxigênio atmosférico (O_2) e o oxigênio do alimento orgânico interagem com a água do corpo via seus produtos metabólicos H_2O e CO_2 (figura 4.6).

C. Ciclo do Nitrogênio

Alguns organismos procariontes (cianobactérias e bactérias anaeróbicas fotossintetizantes, p. ex.) podem obter nitrogênio molecular da atmosfera e reduzi-lo ao grupo dos aminoácidos ("fixação de nitrogênio"). Para o ciclo biogeoquímico do nitrogênio, os fixadores de nitrogênio mais importantes são aqueles que crescem simbioticamente em associação com as plantas superiores. Através da oxidação de compostos inorgânicos reduzidos, bactérias aeróbicas que vivem no solo produzem o nitrogênio molecular que é aproveitado pelos vegetais superiores. Muitos organismos, especialmente as bactérias, decompõem a matéria orgânica com a produção de amônia, fazendo o nitrogênio retornar ao ciclo.

D. Ciclo do Enxofre

Os sulfatos (SO_4), disponíveis na água, é reduzido pelas plantas autotróficas e incorporados nas proteínas, sendo o enxofre um constituinte essencial de certos aminoácidos. Quando as plantas e os animais morrem, são decompostos pelos micro-organismos heterotróficos e desprende-se gás sulfídrico (H_2S). Parte deste H_2S é reconvertido em sulfato por bactérias sulfurosas especializadas. Os sedimentos constituem o principal local onde as decomposições se processam; daí, a tendência de se instalarem processos anaeróbicos, resultando na conservação do H_2S que não é oxidado e volta ao ciclo (figura 4.7).

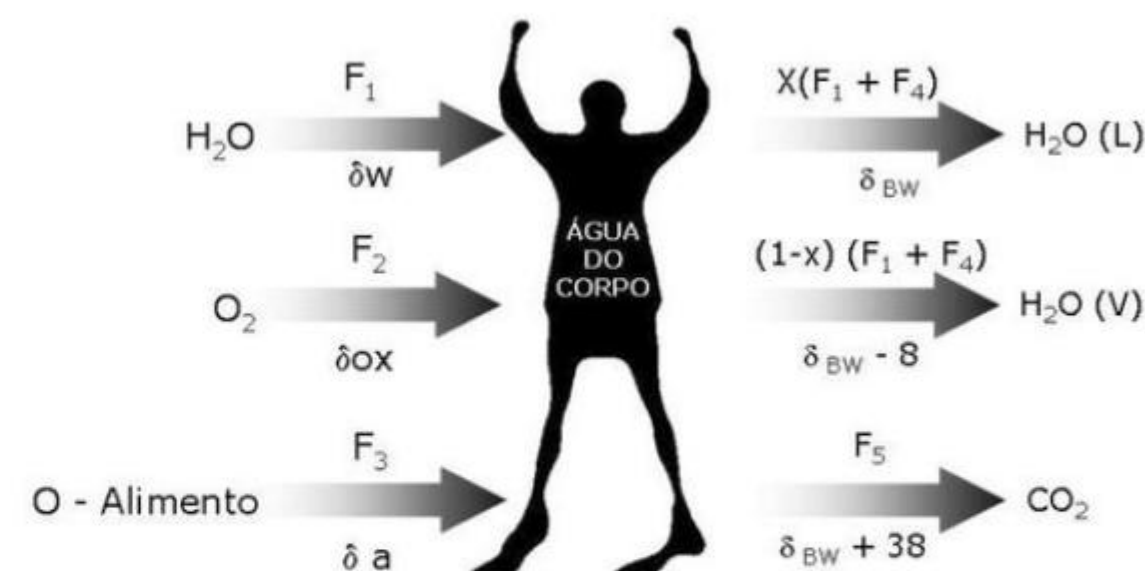



Figura 4.6 Fluxo de oxigênio (indicado acima das setas pela letra F) e o $d^{18}O$ (indicado abaixo das setas) através do reservatório da água do corpo ($_{BW}$) de um mamífero. F_4 e F_5 representam os fluxos de oxigênio da água metabólica e do CO_2 respiratório, respectivamente. X é uma fração de água na forma líquida (modificado de Luz & Kolodny, 1985). L refere-se ao estado líquido da água, e V ao vapor d'água.

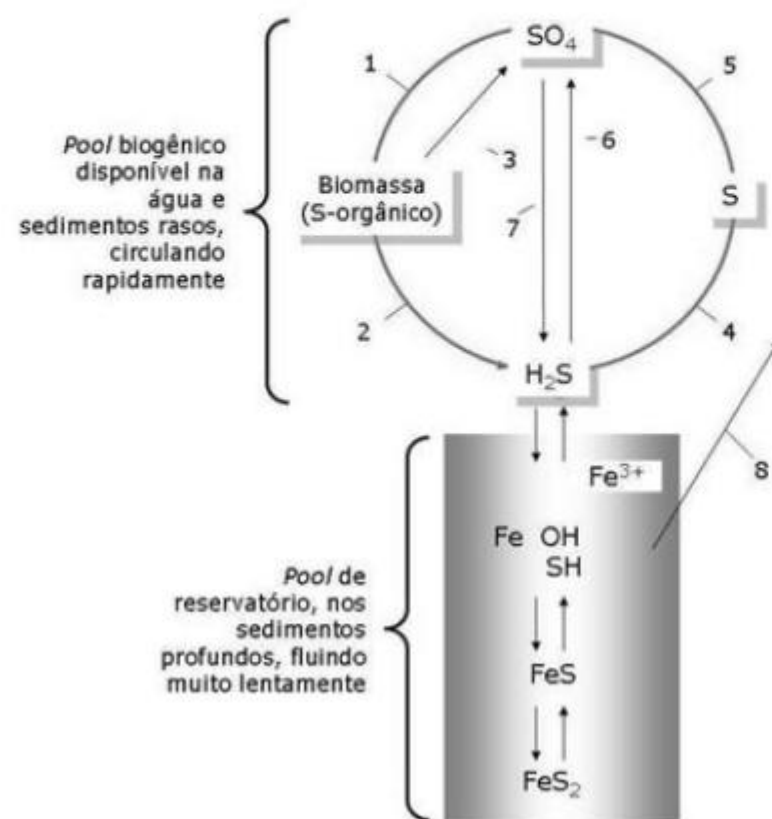



Figura 4.7 Ciclo do enxofre. Os organismos exercem papel fundamental no *pool* de circulação rápida: (1) Produção primária pelos autótrofos. (2) Decomposição por micro-organismos heterótrofos. (3) Excreção animal. (4) e (5) Passos executados por bactérias sulfurosas especializadas. (6) Bactérias anaeróbicas redutoras de sulfato. (7) Bactérias aeróbicas oxidantes de sulfato. (8) Liberação de fósforo (a partir do fosfato férrico insolúvel).

E. Ciclo do Fósforo

O fósforo não é um constituinte abundante na biosfera. Normalmente, ele ocorre na forma de fosfatos e, não sendo volátil, não é transportado pela atmosfera. Sua mobilização no solo e na água é afetada pela precipitação com metais divalentes, tais como o cálcio e o magnésio. No entanto, ele é um componente essencial dos organismos (ácidos nucleicos), encontrado em compostos de alta energia como o ATP. Assim, os organismos têm desenvolvido mecanismos para concentrar o fósforo como um nutriente limitado do solo e da água. Em água doce, a proliferação de algas é frequentemente controlada pela disponibilidade de fosfato. Os micro-organismos estocam fosfato como um polímero dentro de suas células.

Interação dos Processos Sedimentares com os Ciclos Biogeoquímicos

A. Processos Físico-Químicos nos Sedimentos

A acumulação mecânica de partículas clásticas, em ambiente de subsuperfície, conduz ao soterramento e compactação dessas partículas, acompanhados da penetração de soluções aquosas nos poros interconectados. A precipitação direta de minerais e a reação com as partículas clásticas é, a princípio, um processo de **cimentação**, seguida pela continuada e renovada atividade química conhecida como **diagênese**. No caso de sedimentos bioclásticos, normalmente, a diagênese

mascara a distinção entre a precipitação biótica inicial e os precipitados diagenéticos e bióticos, retrabalhados mecanicamente. A diagênese inclui, além da cimentação, os seguintes processos: compactação, difusão molecular, reações redox, transformação do material orgânico e inorgânico e fenômenos de troca de íons. Tais reações são tão rápidas que podem começar a ocorrer até antes do soterramento nos sedimentos de fundo.

A **eodiagênese** refere-se às mudanças ocorridas durante o soterramento a poucos metros de profundidade, onde a temperatura não exerce influência significativa nas transformações e os poros dos sedimentos estão continuamente preenchidos por água. Nesses casos, os componentes bióticos são melhor preservados. A formação de concreções carbonáticas é um bom exemplo de eodiagênese.

Metais pesados e hidrocarbonos clorinatados são absorvidos pela fração argila e pela matéria orgânica. As reações entre os argilo-minerais e a água podem explicar a abundância relativa dos cátions maiores e as variações de pH em meios aquosos.

B. Transformação dos Materiais Orgânicos e Inorgânicos

A matéria orgânica (principalmente de produção primária) constitui a fonte de energia para quase todas as transformações nos sedimentos. A atividade microbiana influencia as trocas iônicas na interface sedimento-água que são governadas pelas condições redox. Por sua vez, a taxa de sedimentação influi diretamente na taxa de decomposição da matéria orgânica. Dessa forma, as transformações orgânicas e inorgânicas são cíclicas e produzem um equilíbrio entre essas duas matérias.

As razões C:N:P dos detritos orgânicos mudarão devido a energias de ativação diferentes pelas quebras das ligações C-N, O-P, C-C e C-H. Isso pode ocorrer a partir de quaisquer variações ambientais como *input* de nutrientes, por exemplo, ocasionando a quebra do equilíbrio no ciclo das transformações orgânicas e inorgânicas.

C. Tafonomia de Vertebrados

Os tecidos duros dos vertebrados (osso celular, dentina e esmalte), passíveis de fossilização, são elaborados pelos organismos pelo processo da biomineralização. O principal mineral que compõe dentes, escamas e ossos é a apatita biológica, um fosfato de cálcio (sal) semelhante à hidroxilapatita, cuja composição química é $Ca_{10}(PO_4)_6(OH)_2$. A apatita apresenta um padrão iônico que permite uma considerável variação em sua composição através de substituições do cálcio por sódio e magnésio, ou de fluorido ou clorido na posição da hidroxila.

Todos os tecidos mineralizados de vertebrados viventes, com exceção do esmalte, apresentam matriz de colágeno (proteína). A mineralização ocorre tanto na matriz, entre as fibras colágenas, como dentro das próprias fibras. É o alto teor de hidroxilapatita, encontrado naturalmente no esqueleto, que favorece a fossilização.

Os vertebrados aquáticos têm, a princípio, mais chances de se fossilizarem do que os outros, devido, exatamente, ao seu hábitat ser um meio mais propício à sedimentação e à preservação dos cadáveres.

> Em casos excepcionais, tecidos moles são preservados através de substituições das partículas orgânicas por sais inorgânicos, durante a fossilização. Isso ocorre, por exemplo, em peixes fósseis da Formação Santana, na Bacia do Araripe, Região Nordeste do Brasil, através da fosfatização de tecidos moles (Martill, 1988). Viana & Richter (1999) mostraram a conservação da biomineralização em escamas desses peixes.

Todas as etapas tafonômicas contribuem de uma forma ou de outra, em diferentes escalas, para a transformação dos cadáveres até se tornarem fósseis. Em meios com grande energia de transporte como canais de rios, por exemplo, os cadáveres desarticulam-se, sofrem abrasão e fragmentação e, dependendo da diagênese, podem preservar muito pouco do esqueleto. Em meios mais calmos, como o fundo de lagos, desde a causa da morte (flutuações de salinidade, temperatura, corrida de lamas, tempestades, seca), seguida da taxa de sedimentação (soterramento) e, finalmente, os processos diagenéticos, todos estes processos influenciam grandemente no grau de preservação. Acumulações em eventos de mortandade em massa podem provocar variações microambientais, devido ao início da decomposição, e influenciar processos eodiagenéticos, levando a um melhor grau de preservação dos fósseis.

De uma maneira geral, os tecidos ósseos sofrem substituições em várias escalas e essas transformações modificam as microestruturas, resultando em fraturamentos e preenchimentos que alteram as dimensões dos ossos. A calcita é um mineral muito comum que, durante a diagênese, aproveitando principalmente os espaços deixados pela matéria orgânica (colágeno), cresce e provoca o aumento da estrutura óssea original.

Métodos Geoquímicos Aplicados à Paleontologia de Vertebrados

A aplicação de métodos geoquímicos para a paleontologia de vertebrados baseia-se na composição biomineral desses organismos que é hidroxilapatita, carbonato-apatita e/ou fluorapatita (fosfatos de cálcio) para a determinação de parâmetros paleoecológicos. Isto se torna possível porque a precipitação desses sais através do metabolismo animal, para formar seus esqueletos, é conduzida pela dieta alimentar e por condições ambientais que, de uma forma ou de outra, podem deixar seus indícios na biomineralização preservada.

A. Amostragem

A amostragem para a aplicação de métodos geoquímicos deve ser muito detalhada e criteriosa. É necessário, primeiramente, estabelecer marcos estratigráficos e os objetivos a serem atingidos.

Uma seção estratigráfica deve ser confeccionada com um intervalo bem definido a ser amostrado. De preferência, devem ser feitas escavações com amostragem em intervalos estratigráficos curtos (centimétricos), observando-se as variações faciológicas.

Fragmentos de ossos de difícil identificação anatômica são extremamente úteis, pois o material poderá servir a análises destrutivas, quando pulverizado em laboratório.

B. Petrografia

A análise de seções delgadas e polidas de fósseis, através do Microscópio Petrográfico, tem por objetivo a identificação da sua mineralogia, padrões diagenéticos e microestruturas, além de permitir a seleção de pontos a serem analisados ao Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) e na Microssonda Eletrônica.

O Microscópio Petrográfico permite a identificação dos minerais, através de suas propriedades óticas (Fujimori & Ferreira, 1987), observadas em luz transmitida e polarizada, essencialmente. A estrutura e textura da rocha, em escala micrométrica, são reveladas através do uso de lentes oculares e objetivas, com aumento diferenciado.

C. Difratometria de Raios X

Através da difratometria de raios X obtém-se a composição mineralógica qualitativa.

Os raios X são partes do espectro eletromagnético e, portanto, estão sujeitos às propriedades das ondas e partículas. A energia de um feixe eletromagnético sobre um cristal pode ser difratada com um comprimento de onda mensurável e os espaços da estrutura cristalina servem de grade de difração. Dessa forma, pode-se determinar a composição de um mineral através de uma relação entre o comprimento de onda (l), o ângulo de incidência (q) e o espaçamento entre os planos dos átomos que causam a difração. Os raios X são emitidos por um tubo e são controlados e medidos por equipamento eletrônico (Difratômetro de Raios X). Os resultados são várias formas de picos de comprimento de onda discreto, característicos do material atingido pela radiação (Moore & Reynolds Jr., 1989).

Isola-se alguns fragmentos de ossos, pulverizando-os e analisando-os por difratometria de raios X, produzindo difratogramas com os picos dos comprimentos de ondas referentes a cada mineral.

D. Microscópio e Microssonda Eletrônicos

O uso da Microssonda Eletrônica e do Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) tem por objetivo o mapeamento químico das amostras, e a identificação das microestruturas biológicas, onde um sistema EDAX de espectros acoplado ajuda na identificação e/ou confirmação da composição mineralógica dos materiais.

O Microscópio e Microssonda Eletrônicos são instrumentos que permitem a observação e caracterização de materiais heterogêneos orgânicos ou inorgânicos em escala micrométrica e submicrométrica. Em ambos os equipamentos, a área ou microvolume a ser analisado é irradiado com um feixe de elétrons que pode permanecer estático ou ser arrastado através da superfície do espécime. Os sinais produzidos pela irradiação são obtidos de um volume de emissão específico dentro da amostra e podem ser utilizados para examinar muitas características, tais como, composição, superfície topográfica e cristalografia. No microscópio eletrônico de varredura (MEV), os sinais de maior interesse são obtidos pela emissão de elétrons secundários, que ficam confinados à área próxima da região de impacto do feixe, permitindo a obtenção de imagens de alta resolução. Na microssonda eletrônica, a radiação primária de interesse são os característicos raios X, que são emitidos como resultado do bombardeamento de elétrons. A análise da radiação X pode ser qualificada e quantificada de regiões específicas e diminutas da amostra (Goldstein *et alii*, 1981).

Os padrões podem ser calibrados (*beam* = 10; kv = 20,0) para carbonatos e fosfatos que são as fases minerais mais comuns nos ossos. Cada amostra pode ter número de pontos analisados variáveis.

Os resultados são processados em *Software* para a obtenção das fórmulas estruturais e determinações de diagramas composicionais.

Existe certa cautela no uso da Microssonda Eletrônica em fósseis por causa das suas frequentes e grandes porosidades e alterações diagenéticas. Essas características podem produzir falsos resultados quando o feixe de elétrons atinge um poro ou perfura completamente um mineral secundário. Para minimizar esses problemas, o operador deve mudar frequentemente a direção do feixe dentro do mesmo objeto. Interpretação subsequente sobre diagênese pode complementar o estudo petrológico.

E. Isótopos Estáveis de Oxigênio

As análises de isótopos estáveis em fósseis têm fornecido bons resultados para interpretações paleoclimáticas e, em particular, as análises de isótopo de oxigênio têm sido muito aplicadas para determinações de paleotemperaturas. Analisar os isótopos de oxigênio em ossos não é um processo analítico rotineiro na paleontologia, pois nem sempre se pode encontrar quantidade suficiente do fosfato original preservado nos ossos fossilizados.

Princípios e métodos da análise isotópica de oxigênio em fosfatos

Isótopos são átomos de um mesmo elemento, cujos núcleos contêm o mesmo número de prótons, mas diferentes números de nêutrons. A palavra vem do grego e significa "mesmo lugar", indicando que os isótopos ocupam a mesma posição na Tabela Periódica (Hoefs, 1987).

Segundo Hoefs (1987) existem dois tipos de isótopos, segundo o tempo de decaimento radioativo: os isótopos estáveis e os isótopos instáveis. Os isótopos estáveis possuem um núcleo com configuração estável e as suas concentrações num sistema fechado são invariáveis com o tempo, salvo se eles são radiogênicos na origem. Ao contrário, os isótopos instáveis ou radioisótopos têm seu núcleo instável e se modificam com o tempo por decaimento radioativo, cuja taxa é expressa pela "meia-vida".

A quantidade de um determinado isótopo estável, concentrado nos seres vivos, está intimamente relacionada com as condições ecológicas, ou seja, depende do meio e de suas propriedades físico-químicas, variando, portanto, com as modificações ambientais (Bowen, 1994). Por isso, é possível estimar as condições ambientais a partir das razões dos isótopos estáveis em material fossilífero.

Conforme Hoefs (1987), as variações de abundância isotópica de estáveis são produzidas pelo processo de fracionamento isotópico, causado pelas pequenas diferenças químicas e físicas entre os isótopos de um elemento. As diferenças nas propriedades físicas e químicas, por sua vez, advêm das diferenças na massa atômica dos isótopos de um elemento. A repartição dos isótopos em duas substâncias, com diferentes razões isotópicas, é chamada de fracionamento isotópico. As ligações envolvendo o isótopo mais leve são mais fracas que aquelas envolvendo o isótopo mais pesado.

Esses princípios básicos de fracionamento isotópico, aliados às tendências naturais dos seres vivos de "preferência isotópica", controlam a distribuição dos isótopos na biosfera. Isto pode ser observado no ciclo do oxigênio, por exemplo (figura 4.5).

Como as biomineralizações são produzidas pelo equilíbrio entre o metabolismo do organismo e o meio ambiente em que ele vive, o estudo dos isótopos estáveis em minerais biogenéticos pode ser um bom indicativo paleoambiental, principalmente no que se refere à paleotemperatura.

Longinelli & Nuti (1973) propuseram uma fórmula para o cálculo da paleotemperatura das águas, utilizando as razões isotópicas do oxigênio preservado no fosfato ($d^{18}Op$) biogênico e do oxigênio existente na água ($d^{18}Ow$):

$$T(^{\circ}C) = 111,4 - 4,3\,(d^{18}O_p - d^{18}O_w)$$

Mais tarde essa equação foi ajustada por Kolodny *et alii* (1983) e vem sendo utilizada desde então para o cálculo de paleotemperaturas a partir de material fosfático:

$$T(^{\circ}C) = 113,3 - 4,38\,(d^{18}O_p - d^{18}O_w)$$

Kolodny & Raab (1988) realizaram análises de isótopos de oxigênio em fosfato preservados em peixes do Cretáceo de Israel, considerando esses isótopos como paleotermômetros e observaram algumas vantagens na determinação da composição isotópica desse fosfato:

1. Os isótopos de oxigênio no fosfato (PO^{3-}_4) são mais resistentes às alterações diagenéticas que os mesmos na rede cristalina do carbonato e são praticamente inertes às trocas isotópicas com a água em sistemas inorgânicos de baixa temperatura.
2. Mesmo a precipitação, dissolução ou recristalização de um osso de peixe em baixa temperatura não alteram sua composição isotópica.
3. A temperatura e a composição da água são registradas mais sensivelmente na composição isotópica do fosfato, pois a troca entre o oxigênio do fosfato e o da água é muito rápida nas reações bioquímicas, podendo-se estabelecer, mais precisamente, o gradiente termal.

O termômetro água-apatita tem sido calibrado com peixes viventes dulciaquícolas e marinhos e aplicado na análise de conodontes do Paleozoico da América do Norte (Luz *et alii*, 1984), de peixes do Cretáceo e Terciário de Israel e outros países do Mediterrâneo (Kolodny & Raab, 1988), além de utilizarem-se também de fosforitas de todo o registro geológico (Shemesh *et alii*, 1983).

Kolodny & Luz (1991) realizaram inúmeras análises isotópicas em fosfato de peixes fósseis de diversas partes do mundo do Devoniano ao Recente (inclusive de amostras da Formação Santana), determinando também a composição isotópica do carbono e oxigênio do carbonato, contido na rede cristalina da apatita ($d^{13}C$ e $d^{18}O_c$). Eles apontaram como a maior vantagem do método o fato de que a troca isotópica entre o oxigênio do fosfato e da água é muito rápida em reações bioquímicas de enzimas catalisadoras, mas extremamente lenta em sistemas inorgânicos. Assim, a composição isotópica de ossos de vertebrados aquáticos retrataria o fracionamento isotópico do oxigênio no sistema água-fosfato e permaneceria quase invariável após a morte do organismo e o seu soterramento.

Mais tarde, Viana & Sial (1999), estudando a composição isotópica do oxigênio, em escamas de peixes, mostraram uma variação ambiental cíclica, quando a temperatura da água, onde os peixes viviam, oscilava entre 17 e 23°C. A temperatura mais alta corresponde aos eventos de mortandade em massa.

Normalmente, procura-se obter a amostra de fosfatos orgânicos em melhor estado de preservação possível. A amostra é então macerada, dissolvida em ácido nítrico e precipitada como fosfato de bismuto. O fosfato de bismuto, fluorinado a 150°C, é convertido a CO_2 e analisado no espectômetro de massa (Tudge, 1960; Kolodny *et alii*, 1983 e Shemesh *et alii*, 1983).

A principal dificuldade com o conteúdo de carbonato na apatita dos ossos é saber se ele é parte integrante da estrutura do cristal ou se é externa a ele (absorvida na superfície do cristal ou em uma fase separada). Se o íon carbonato substitui íons na estrutura, é provável que ele ocorra em dois lugares: na posição da hidroxila ou substituindo os íons de fosfato.

Kolodny & Luz (1991) ainda discutiram as possibilidades de variações na composição isotópica, devido à diagênese e à influência do efeito vital.

Contudo, acredita-se que o $d^{13}C$ do carbonato estrutural da apatita biogênica seja muito mais resistente às alterações diagenéticas que o $d^{18}O$ (Wang & Cerling, 1994). Assim, o carbonato estrutural da apatita retém o sinal original do $d^{13}C$ em sistema diagenético fechado. Em sistema diagenético aberto, somente o esmalte, devido à baixa porosidade, preservaria a assinatura isotópica primária para o $d^{13}C$.

A razão de isótopos de carbono ($d^{13}C$) em tecidos ósseos está relacionada à dieta desses animais. As razões $^{13}C/^{12}C$ do colágeno dos ossos, a qual tem sido muito utilizada na arqueologia para determinar a dieta de animais e homens holocênicos, não são aplicáveis a amostras mais antigas devido à pobre preservação do colágeno em registros pré-holocênicos.

A análise isotópica de herbívoros pliopleitocênicos do Arizona, por exemplo, mostra que as razões dos isótopos de carbono da apatita do esmalte fóssil retêm o sinal biogênico, associado com o consumo de vegetação do tipo C_3 ou C_4 no paleoambiente (Wang *et alii*, 1991).

F. Isótopos de Rb-Sr

Baseando-se nos princípios que regem a distribuição dos isótopos e no uso do Sr como elemento-traço (Faure, 1977), pode-se investigar a composição isotópica do rubídio-estrôncio e suas concentrações, em escamas ou dentes de vertebrados, para um estudo comparativo com dados da água oceânica contemporânea.

A composição isotópica do estrôncio variou através do tempo nos paleoceanos e continentes, podendo ser observada nas rochas sedimentares. As águas liberam o estrôncio das rochas por onde passam, e este é transportado em solução isotopicamente homogênea até às bacias oceânicas ou continentais fechadas. Dessa forma, o estrôncio entra no ciclo da rocha através da co-precipitação com o carbonato de cálcio. Portanto, a razão $^{87}Sr/^{86}Sr$ dos sedimentos é influenciada pelas águas que percolam as rochas do embasamento e reflete indiretamente os tipos de rochas sujeitas ao intemperismo químico nas bacias oceânicas e continentais (Bowen, 1994).

Normalmente, utiliza-se para esta análise materiais que apresentem o mínimo de alterações diagenéticas, preteritamente estabelecido nas análises anteriores (petrografia e microssonda).

Viana & Long (1997) encontraram nas escamas de peixes da Formação Santana valores relativamente elevados da razão $^{87}Sr/^{86}Sr$ (de 0,70879 a 0,71096) para a água do mar há cerca de 110 milhões de anos. Os autores explicam a anomalia radiogênica de estrôncio como sedimentação em bacia restrita devido à grande pluviosidade sobre o embasamento Pré-Cambriano ao redor da área da bacia.

As amostras são inicialmente tratadas com ácido acético a 8%, por 15 horas, para a eliminação de qualquer carbonato diagenético precipitado. Dissolve-se, então, o resíduo sólido em ácido nítrico diluído em água ultrapura para aumentar o volume da solução. Pesa-se a solução e separa-se uma parte para análise de diluição isotópica, que possibilita a determinação das concentrações em ppm do Rb e do Sr. Coloca-se a solução na coluna de troca iônica para a separação do estrôncio processando-se, a seguir, a análise da razão $^{87}Sr/^{86}Sr$, através de um espectômetro de massa. O procedimento de diluição isotópica consiste em misturar na solução uma pequena quantidade (*Spike*) de Rb, enriquecido artificialmente de Rb^{87} e de Sr, artificialmente enriquecido em Sr^{84} e medir a composição isotópica da mistura. O *Spike* torna-se um padrão interno pelo qual se pode calcular a razão $^{87}Sr/^{86}Sr$, subtraindo-se do total a contribuição do *Spike*.

Referências

BOWEN, R. 1994. *Isotopes in the earth sciences*. Chapman & Hall, London, 647 p.

BUTCHER, S. S.; CHARLSON, R. J.; ORIANS, G. H. & WOLFE, G. V. 1992. *Global biogeochemical cycles*. Academic Press, London, 377 p.

FAURE, G. 1977. *Principles of Isotope Geology*. John Wiley & Sons, Second Ed., New York, 589 p.

FUJIMORI, S. & FERREIRA, Y. A. 1987. *Introdução ao uso do Microscópio Petrográfico*. Centro Editorial e didático da UFBA, Salvador, 202 p.

GOLDSTEIN, J. I.; NEWBURY, D. E.; ECHLIN, P.; JOY, D. C.; FIORI, C. & LIFSHIN, E. 1981. *Scanning Electron Microscopy and X-ray microanalysis*. Plenum Press, New York, 673 p.

HOEFS, J. 1987. *Stable Isotope Geochemistry*. 3th ed., Spring Verlag, Berlin, 241 p.

KOLODNY, Y. & LUZ, B. 1991. Oxygen isotopes in phosphates of fossil fish – Devonian to Recent. *The Geochemical Society*, Special Publication, *3*: 105-119.

KOLODNY, Y.; LUZ, B. & NAVON, O. 1983. Oxygen isotope variations in phosphate of biogenic apatites, I. Fishes bone apatite – rechecking the rules of the game. *Earth and Planetary Science Letters*, *64*: 398-404.

KOLODNY, Y. & RAAB, M. 1988. Oxygen isotopes in phosphatic fish remains from Israel: Paleothermometry of tropical Cretaceous and Tertiary shelf waters. *Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology*, *64*: 59-67.

LONGINELLI, A. & NUTI, S. 1973. Oxygen isotope measurements of phosphate from fish teeth and bones. *Earth and Planetary Science Letters*, *20*: 337-340.

LUZ, B. & KOLODNY, Y. 1985. Oxygen isotope variations of biogenic apatites, IV. Mammal teeth and bones. *Earth and Planetary Science Letters*, *75*: 29-36.

LUZ, B.; KOLODNY, Y. & HOROWITZ, M. 1984. Fractionation of oxygen isotopes between mammalian bone-phosphate and environmental drinking water. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *48*: 1689-1693.

MARTILL, D. 1998. Preservation of fish in the Cretaceous Santana Formation of Brazil. *Palaeontology*, *31*(1): 1-18.

MOORE, D. M. & REINOLDS JR., R. C. 1989. *X-ray difraction and the identification and analysis of clay minerals*. Oxford University Press, Oxford, 332 p.

ODUM, E. P. 1969. *Ecologia*. Ed. USP, São Paulo, 201 p.

SHEMESH, A.; KOLODNY, Y. & LUZ, B. 1983. Oxygen isotope variation in phosphate of biogenic apatites, II. Phosphorite rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, *64*: 405-416.

TUDGE, A. P. 1960. A method of analysis of oxygen isotopes in orthophosphate – its use in the measurement of paleotemperatures. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *18*: 81-93.

VIANA, M. S. S. & LONG, L. 1997. Rb-Sr isotope data from fish scales of the Cretaceous Santana Formation, Northeast Brazil. *Bull. Geol. Soc. Am.*, Annual Meeting of GSA, Saty Lake City, *Abstract with Program*, *29*(6): A339.

VIANA, M. S. S. & RICHTER, M. 1999. Original biomineralization observed in the fishes of the Santana Formation (Lower Cretaceous of the Araripe Basin, NE-Brazil). *Acta Geologica Leopoldensia*, *21*: (46/47):91-100.

VIANA, M. S. S. & SIAL, A. N. 1999. Oxygen isotopic variation on phosphate of Albian fish scales as an indicator of environmental cyclicity. *In*: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 2, *Actas*, Córdoba, p. 445-448.

WANG, Y. & CERLING, T. E. 1994. A model of tooth and bone diagenesis: implications for paleodiet reconstrution from stable isotopes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology*, *107*: 281-289.

WANG, Y. & CERLING, T. E.; SMITH, G. A.; GEISSMAN, J. W.; QUADE, J.; LINDSAY, E. H. & BOWMAN, J. R. 1991. Climatic and ecologic changes during the Pliocene and early Pleistocene in southeastern Arizona: stable isotopic records from St. David Formation. *Geological Society of America*, *Abstracts*, *23*: A300.

Fossildiagênese

Manuel Alfredo Medeiros

Quando um organismo morre, normalmente ocorre um processo de decomposição de seus tecidos, iniciando pelos mais frágeis e avançando progressivamente até que os mais resistentes também desapareçam. Isto ocorre porque, como foi visto no capítulo sobre tafonomia, a dinâmica dos processos naturais na superfície da Terra, incluindo ambientes de terra firme, de água doce ou marinhos, são naturalmente destrutivos, principalmente para a matéria orgânica que, na maioria das vezes, é formada por moléculas facilmente dissociáveis em condição pós-morte. Assim, a grande maioria dos restos de organismos mortos é totalmente degradada em alguns anos ou, no caso de serem mais resistentes, algumas décadas. Porém, a própria dinâmica da natureza determina mecanismos, sob certas condições que, ao invés de levarem à destruição das carcaças ou de seus elementos dissociados, operam de forma a protegê-los da decomposição e reforçar sua resistência e durabilidade, podendo chegar a um ponto em que os restos de micro-organismos, animais ou plantas tornam-se tão quimicamente estáveis que podem durar milhões (ou mesmo bilhões) de anos sem se decompor. Esses processos incluem, frequentemente, modificações químicas dos tecidos originais.

Neste capítulo veremos o desenrolar de alguns mecanismos naturais incluídos na fossildiagênese, que responde pela grande maioria do registro de fósseis. Mas antes de nos adentrarmos nos detalhes dos mecanismos de preservação é necessário compreender alguns pontos fundamentais da dinâmica físico-química da superfície e subsuperfície da Terra, envolvida com a maioria dos tipos de conservação natural de restos orgânicos.

A superfície da Terra e sua atmosfera funcionam como um grande destilador natural de água. A evaporação leva a grandes altitudes uma enorme quantidade de água, dissociando-a das substâncias pesadas nela dissolvidas quando esta se encontrava em estado líquido sobre a litosfera. Como consequência, as águas das chuvas (águas meteóricas) ao precipitarem-se na superfície, apesar de trazerem consigo gases dissolvidos como o O_2 e CO_2, estão em um grau de pureza no que diz respeito a determinados compostos minerais dissolvíveis. Dependendo das suas propriedades químicas adquiridas (principalmente o pH) à medida que permeiam no solo e subsolo, e incorporam substâncias em solução, podem promover a decomposição e transporte de minerais. Ao permear por solos ricos em matéria orgânica, por exemplo, esta água dissolve substâncias orgânicas cáusticas, que podem aumentar seu poder de decomposição das substâncias minerais da crosta terrestre. Este mecanismo responde por um dos processos

mais importantes da fossildiagênese, que é a disponibilização de compostos químicos do solo e subsolo, em solução, para os posteriores eventos de precipitação dos mesmos.

Se considerarmos os ambientes de terra firme, na maioria das regiões do planeta as chuvas concentram-se em um determinado período do ano, acumulando na superfície e na subsuperfície uma grande quantidade de água e promovendo a extensiva dissolução de matéria orgânica e substâncias inorgânicas. Na época de estiagem, esta água evapora, e uma variedade de substâncias precipitam-se formando acúmulos dos mais variados compostos químicos, por exemplo, à base de sílica, ferro, manganês e cálcio. Mesmo nas épocas chuvosas a formação destes minerais pode ocorrer, se a água tornar-se supersaturada e/ou adquirir características físico-químicas que induzam sua precipitação. Na verdade, este mecanismo é extensivo a todos os ambientes da Terra, mas em alguns deles pode ter seus efeitos extremados por questões circunstanciais. Por exemplo, lagos salgados ou mares confinados e rasos são sujeitos à intensa evaporação da água e consequente precipitação de substâncias minerais. Nestes ambientes, a quantidade relativa de água disponível e substâncias químicas dissolvidas pode oscilar muito em um ano.

Praticamente todos os processos de preservação de restos orgânicos dependem, em algum grau, direta ou indiretamente, da quantidade e dos tipos de substâncias dissolvidas na coluna de água ou nas águas que percolam os sedimentos. Na grande maioria dos casos é justamente o processo de precipitação de compostos minerais que promove a fossilização dos organismos (figura 5.1).

Aqui, é preciso rever a ideia de que a fossilização é um processo raro. Ao considerarmos a quantidade de rochas sedimentares que podem encerrar restos orgânicos, na superfície da Terra, e a calculável, mas inconcebível, dimensão do tempo geológico, vemos que, de fato, a quantidade de registro fóssil formado é ínfima. Mas quando consideramos certas camadas de rocha em particular, onde processos fossildiagenéticos ocorreram em um determinado intervalo de tempo, vemos que a preservação pode ter sido extensiva, conservando uma quantidade de organismos que pode ser mensurada na ordem de milhões ou mesmo bilhões (se considerarmos organismos pequenos, principalmente invertebrados e micro-organismos).

A fossildiagênese normalmente é o efeito do processo de diagênese das rochas sedimentares sobre os

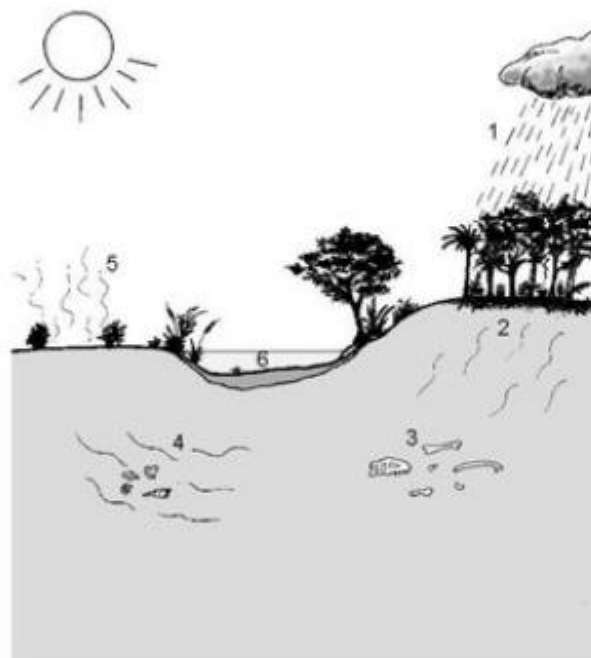



Figura 5.1 Desenho esquemático mostrando o ciclo de precipitação, percolação e evaporação de águas, envolvido com os processos diagenéticos e fossildiagenéticos: (1) Precipitação de água livre de minerais dissolvidos. (2) Infiltração da água da chuva no solo húmico, dissolvendo substâncias orgânicas cáusticas e, em seguida, dissolvendo minerais do subsolo, transportando-os através da percolação nos poros do sedimento. (3) Precipitação dos minerais nos restos orgânicos soterrados devido à modificação das condições químicas ou físico-químicas da água. (4) Precipitação dos minerais nos restos orgânicos soterrados devido à sua supersaturação em consequência da evaporação da água. (5) e (6) Lago pantanoso, com lama fina e rica em matéria orgânica no fundo. Neste tipo de ambiente podem ocorrer os processos fossildiagenéticos típicos de ambientes estagnados.

bioclastos nelas incorporados. Se bem que, dependendo do desenrolar dos acontecimentos, o resultado, em termos de tipo de preservação, pode ser diferenciado para a rocha matriz e o bioclasto. Isso porque a química dos restos orgânicos, ao interagir com os processos diagenéticos, pode determinar um resultado só observado, em certa dimensão, no bioclasto. Por exemplo, uma rocha litificada principalmente por carbonato de cálcio, a exemplo dos calcários, pode exibir conchas completamente silicificadas, originalmente constituídas de carbonatos de cálcio na forma de aragonita. Do mesmo modo, conchas piritizadas podem estar contidas em argilitos ricos em matéria orgânica.

O início do documentário fossilífero bem representado coincide com o desenvolvimento, no Cambriano, de esqueletos mineralizados maiores e mais resistentes, nos invertebrados marinhos. A utilização, pelos organismos vivos, de substâncias resistentes e mais estáveis é sempre um fator de vantagem para a fossilização. Na verdade, a variedade de compostos químicos, de origem orgânica, quantitativamente importantes no registro fóssil não é muito grande. Destacam-se o carbonato de cálcio (na forma de calcita ou aragonita) nos invertebrados, fosfato de cálcio (no esqueleto dos vertebrados e de alguns invertebrados) e sílica (em protistas e alguns invertebrados). A evolução biológica também desenvolveu certas substâncias à base de complexos compostos orgânicos que, sob determinadas condições (frequentemente a desidratação e a ausência de oxigênio) podem manter-se estáveis por tempo indeterminado. Nesta categoria, destacam-se a esporopolenina dos esporos e pólens, exoesqueletos quitinosos de artrópodes e certas substâncias (terpenoides) que se polimerizam na resina de algumas árvores, formando nódulos de âmbar.

A seguir serão descritos alguns dos principais mecanismos fossildiagenéticos já bem compreendidos, que estão envolvidos na grande maioria da preservação dos organismos e na sua transformação em fósseis.

Dissolução e Precipitação

Os processos fossildiagenéticos podem variar em natureza e intensidade, sob um controle físico-químico determinado por fatores como a química da água, a temperatura, a natureza do substrato rochoso por onde a água percola, presença de matéria orgânica e de micro-organismos a ela associados, disponibilidade destes ou daqueles minerais, e a natureza dos restos orgânicos em fossilização. A profundidade de soterramento e a temperatura da água podem influir decisivamente nos caminhos fossildiagenéticos. Mecanismos que ocorrem sob baixas profundidades podem ser influenciados pela atividade de organismos endobentônicos ou pela atividade radicular em solos, que aumentam a porosidade e, consequentemente, a penetrabilidade da água e da matéria orgânica.

Resíduos da decomposição de matéria orgânica podem interferir no nível de saturação de substâncias minerais na água, inibindo a cristalização (Cody, 1991). A decomposição da matéria orgânica soterrada pode formar compostos que influenciam o pH das águas percolantes, favorecendo a dissolução ou precipitação de compostos minerais.

Se houver uma constante subsidência na região, o afundamento das camadas vai progressivamente afastando o nível com restos orgânicos da influência dos fatores operantes nas camadas mais superficiais e submetendo-o a um aumento progressivo da pressão e temperatura, o que modifica as condições que controlam a fossildiagênese. Situações inversas podem ocorrer, se movimentos tectônicos elevarem as camadas novamente para níveis mais superficiais.

A variação na quantidade de água disponível no subsolo pode provocar episódios repetidos de dissolução e precipitação. Se houver uma maior tendência à cimentação dos poros da matriz rochosa, isso pode levar a uma progressiva diminuição de sua porosidade e, em consequência, diminuição ou interrupção da percolação pela água. Em alguns casos foi possível rastrear, pelo conjunto de "impressões" fossildiagenéticas e/ou diagenéticas observado, o histórico de determinados níveis fossilíferos, no que diz respeito às mudanças as quais o ambiente esteve sujeito (Carpenter *et alii*, 1988; Liu & Rigby, 1992; Desrochers & Al-Aasm, 1993; Bertrand-Sarfati *et alii*, 1997).

Tudo isso ilustra bem o fato de que, a longo prazo, a fossildiagênese operante em um determinado nível sedimentar tem seu controle modificado pela vicissitude de condições a que ele é submetido, em função da inquietude da crosta terrestre.

Silicificação

A percolação de águas com sais dissolvidos em níveis sedimentares com bioclastos pode levar à permineralização destes, precipitando novos minerais que vão preenchendo seus poros vazios, mas preservando a estrutura original, ou levam à completa substituição do bioclasto por um mineral, sem destruir a sua morfologia original. A silicificação é um dos mais comuns processos de preservação de estruturas biogênicas por duas razões principais: a sílica é uma substância comum em toda a superfície do globo e o processo de remobilização e precipitação da mesma ocorre sob condições de temperatura e pressão de superfície. Em consequência, organismos recentemente mortos podem sofrer silicificação logo depois de seu soterramento. São

relativamente comuns ocorrências de grande quantidade de troncos fossilizados, onde podem ser observados detalhes histológicos preservados em sílica.

No Brasil, destacam-se as ocorrências do Triássico do Rio Grande do Sul (Bolzon & Guerra-Sommer, 1994; Guerra-Sommer & Scherer, 2000), e Permiano na região de Filadélfia, no norte do Tocantins, que representam restos silicificados de extensos bosques que ali existiram.

A sílica, na forma de quartzo, é muito estável e dificilmente está sujeita à dissolução. Na sua forma amorfa, como opala-A, ou em estágios cristalinos menos estáveis (Opala-CT), ela pode ser dissolvida em águas alcalinas e reprecipitada devido à sua supersaturação ou sob condições de acidez. A sílica solúvel tem afinidade com radicais químicos presentes na matéria orgânica em decomposição e esta parece ser a chave de sua atuação logo no início da fossildiagênese, copiando via permineralização os detalhes dos tecidos vegetais ainda preservados e prosseguindo o processo concomitantemente à degradação gradual dos compostos orgânicos, para produzir uma cópia fiel do tecido original, inclusive da organização das células no tecido, uma vez que a sílica precipita nos espaços deixados pelos lúmens celulares. Normalmente, neste processo, resíduos de materiais orgânicos mais resistentes e estáveis são mantidos em pequenas quantidades.

Os estágios menos estáveis da sílica sólida tendem naturalmente para uma situação de equilíbrio à medida que ocorre dissolução e precipitação. Assim, a modificação diagenética comumente ocorre na direção opala-A à opala-CT à quartzo. Este mecanismo pode ser ativado por um aumento na temperatura e pressão, ou seja, um aumento progressivo na profundidade de soterramento. Por isto, mesmo depois de silicificados, os restos orgânicos podem sofrer sucessivas recristalizações, e como consequência, quanto mais antigo é um fóssil silicificado, menor a probabilidade de ele ocorrer na forma amorfa ou cristalina instável.

As fontes mais comuns de sílica solúvel são os acúmulos de testas de micro-organismos (sílica biogênica amorfa na forma de opala-A) e os derrames vulcânicos. Neste último caso, as cinzas hidrolizam-se para minerais de argila em consequência do intemperismo e a sílica excedente é liberada nas águas percolantes.

Silicificação é também comum em conchas originalmente de carbonato de cálcio. Neste caso, duas possibilidades são consideradas, com base no registro fóssil. Na primeira, ocorre rápida substituição de calcita por sílica. As águas percolantes estariam subsaturadas em relação ao carbonato de cálcio e supersaturadas para a sílica. Assim, a água funcionaria como um solvente para o carbonato ao mesmo tempo em que promoveria a precipitação de sílica nos espaços onde o carbonato foi dissolvido. Este mecanismo é determinado pela acidez do meio, criado pela decomposição das proteínas presentes na concha recém-morta, ou por resíduos de matéria orgânica do ambiente. A acidez provoca a dissolução do carbonato de cálcio e a precipitação simultânea da sílica (figura 5.2). A estrutura original da concha, em processo de dissolução, estaria separada apenas por uma fina lâmina de água da estrutura silicificada que a substituirá. Este processo pode preservar detalhes da estrutura original da concha. O segundo caso prevê uma substituição tardia por um processo semelhante ao da formação de geodos, ou seja, o preenchimento de um molde oco criado por dissolução. Neste caso, a estrutura interna é normalmente diferente do esqueleto do seu predecessor, não conservando detalhes delicados da superfície interna ou externa do esqueleto original.

Entre os invertebrados marinhos, alguns *taxa* são mais suscetíveis à silicificação (braquiópodes), enquanto outros são mais dificilmente afetados, tais como os crinoides (Boyd, 1989).

Na Formação Itaituba, Carbonífero da Bacia do Amazonas, braquiópodes fossilizados (figura 5.3A) ocorrem em grande quantidade. As conchas foram silicificadas em uma matriz de carbonato de cálcio (Mendes, 1972; Fonseca, 1990).

Substituições completas de bioclastos podem se processar com o envolvimento de uma variedade de outros minerais além da sílica. Na figura 5.3B está ilustrado um coprólito (excremento fossilizado) substituído por calcita.

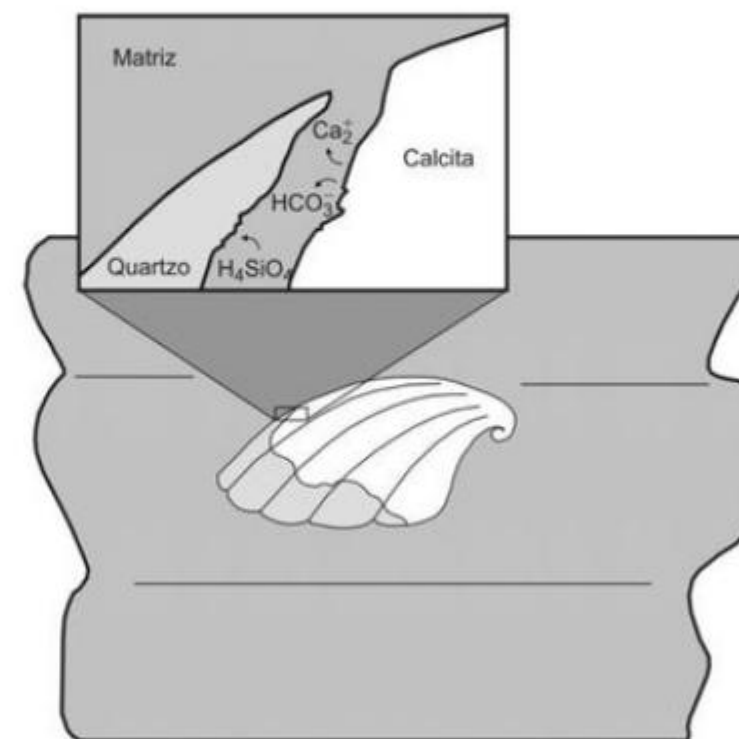



Figura 5.2 Desenho esquemático ilustrando o mecanismo de substituição simultânea de calcita por sílica em uma concha soterrada. O retângulo mostra um detalhe ampliado do processo de substituição: o material original (calcita) está separado por uma fina camada de solução supersaturada em sílica dissolvida e insaturada em carbonato de cálcio. À medida que o carbonato de cálcio é dissociado em HCO_3^- e Ca^{2+}, a sílica (H_4SiO_4) é imediatamente precipitada copiando em detalhes a morfologia original (baseado em Schimitt & Boyd, 1981).

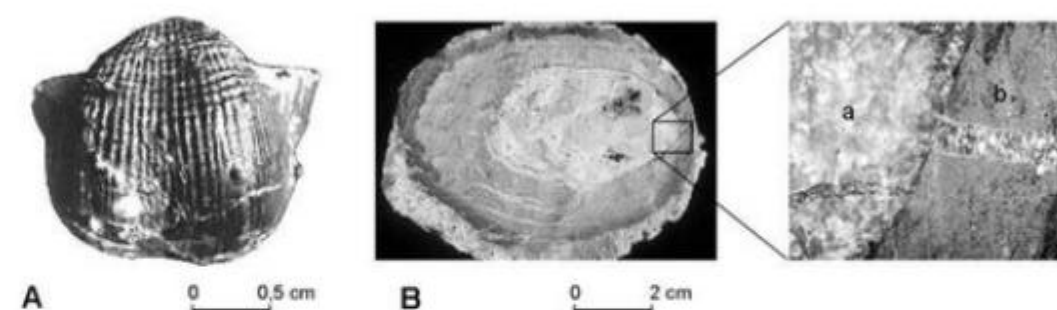



Figura 5.3 (A) *Brasilioproductus chandlessi*, braquiópode silicificado da Formação Itaituba, Bacia do Amazonas (Fonseca, 1990; fotografia de Vera Maria Medina da Fonseca). (B) Coprólito (UFRJ-DG 292 IcV) substituído por calcita espática envolvido por nódulo de carbonato de cálcio (Formação Santana, Bacia do Araripe). Esquerda: corte transversal mostrando o interior do coprólito e o envoltório de calcário. Direita: detalhe do material substituído (a) e do nódulo envolvente (b) (Souto, 2003; fotografia de Paulo Roberto Souto).

Recristalização

Um processo comum na diagênese e fossildiagênese é a recristalização de determinados minerais, sem a alteração de sua composição. Isto dá-se pelo fato de existirem, para muitos compostos naturais, várias opções de organização cristalina, umas menos e outras mais estáveis. Normalmente há uma progressiva e às vezes muito lenta tendência ao acúmulo da forma mais estável. Isto porque esta forma tende a não ser mais dissolvida, justamente pela sua estabilidade cristalina, enquanto as formas menos estáveis estão sempre sujeitas à dissolução, em presença de água.

O mecanismo que leva à recristalização é normalmente desencadeado pela passagem de águas de subsuperfície com capacidade de dissolução. Depois da desagregação das moléculas retidas na forma cristalina menos estável haverá, em algum momento, a reprecipitação do composto, possivelmente sob a forma mais estável. Isto pode ocorrer tanto no sedimento quanto nos bioclastos.

Um bom exemplo é o da sílica (SiO_2) na sua forma de opala amorfa (opala-A), comum em estruturas biogênicas, que tende a uma reorganização, passando por uma fase cristalina instável (opala-CT), até atingir a cristalinidade altamente estável do quartzo. Convém observar que a opala-A pode transformar-se diretamente em quartzo, no processo de fossilização (Carson, 1991).

Em outros casos, ocorre simplesmente um reordenamento estrutural sem a necessidade de dissolução e reprecipitação. Um dos casos mais típicos e ilustrativos deste tipo de recristalização é o da aragonita / calcita. Ambos são formas cristalinas do carbonato de cálcio ($CaCO_3$) e a aragonita é instável. A reorganização do carbonato de cálcio pode ser então na forma de calcita, mais estável. A aragonita é comum, por exemplo, em conchas de moluscos e não é raro no registro fóssil ocorrerem conchas recristalizadas em calcita (figura 5.4) que, caracteristicamente, mostram uma textura áspera, não preservando os detalhes delicados da superfície original. Isto porque a reorganização cristalina pode afetar a estrutura do tecido mineralizado.

Estudos em foraminíferos porcelanosos do Holoceno mostraram sucessivas fases de cristalização de calcita, cada uma caracterizada pela perda de magnésio em relação à anterior, relacionada a uma maior estabilidade cristalina e sem modificação textural (Budd & Hiatt, 1993).

O sulfeto de ferro também pode experimentar sucessivos reordenamentos da estrutura cristalina até atingir a forma estável da pirita.

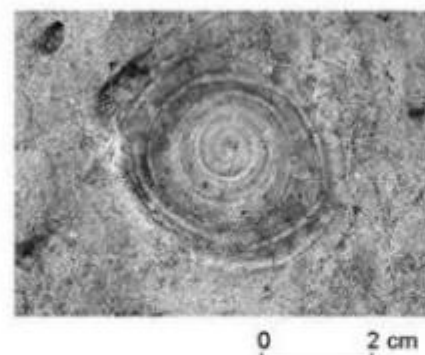



Figura 5.4 Seção transversal em concha de *Peruviella dolium* (gastrópode) recristalizada em calcita. Albiano Superior da sub-bacia de Sergipe (Cassab, 1982; fotografia de Wagner Souza Lima).

A recristalização pode se dar diretamente a partir do mineral original do esqueleto ou pode ocorrer em minerais que substituíram este material.

Incrustação

O mecanismo de dissolução e precipitação pode levar à deposição progressiva de minerais sobre uma estrutura sólida que esteja enterrada no sedimento. No caso de ser um bioclasto, a crosta formada servirá como uma camada resistente protetora, que aumenta as chances de a peça suportar a possível ação do intemperismo de subsuperfície ou de processos diagenéticos destrutivos posteriores. Incrustações são também causadas pela ação de determinadas algas, em condições de superfície. A atividade destes organismos produz uma deposição cumulativa, geração após geração, sobre os restos de organismos mortos em ambientes marinhos rasos. Em cavernas calcáreas, o processo de incrustação também pode operar, devido à grande quantidade de carbonato de cálcio supersaturando a lâmina d'água.

Em Minas Gerais, nas grutas de calcário do Grupo Bambuí, o processo de incrustação, favorecido pelo ambiente quente e úmido das cavernas, preservou os restos esqueletais de uma variada fauna de animais pleistocênicos (Cartelle, 1994).

Concreções

Alguns dos melhores fósseis de vertebrados e invertebrados são formados em consequência de processos fossildiagenéticos que ocorrem sob condições muito especiais e raras, normalmente desencadeadas logo após o soterramento das carcaças. Mudança de solubilidade do mineral envolvido, em águas percolantes ascendentes na coluna sedimentar, pode causar sua precipitação localizada. Mas, nos casos envolvendo preservação de carcaças, é a própria decomposição de alguns tecidos do organismo morto que libera compostos que modificam localmente as condições químicas das águas percolantes e promovem a agregação de partículas em torno da carcaça, originando uma concreção que envolve e protege o corpo. Às vezes isto ocorre antes de qualquer desarticulação ou decomposição significativa. O material em decomposição serve como um núcleo de agregação inicial. O mineral pode continuar a agregar-se radialmente nos poros do sedimento envolvente, resultando, por exemplo, em concreções calcárias, ou substituindo o sedimento original (concreções silicosas), ou ainda deslocando o sedimento à medida que se agrega (concreções de marcassita, uma forma não estável de sulfeto de ferro).

Um dos melhores exemplos de formação de concreções calcárias vem dos depósitos fossilíferos da Formação Santana, na Bacia do Araripe, Nordeste brasileiro. O processo diagenético, analisado por Martill (1988) & Maisey (1991), levou à formação de concreções que encerram em seu interior peixes (figura 5.5) e invertebrados aquáticos a eles associados, crocodilos, quelônios e partes esqueletais de dinossauros. Neste caso em particular, a precipitação do carbonato de cálcio em torno das carcaças pode ter se iniciado mesmo antes do soterramento, em consequência da liberação de amônia e aminas como resultado da desagregação de moléculas orgânicas, elevando o pH do meio circundante e promovendo a precipitação de carbonato de cálcio sobre os tecidos moles. O processo continuou à medida que os restos afundavam progressivamente sob os sedimentos em acumulação, até formar um sólido envoltório ao redor das carcaças.

A enorme quantidade de fósseis da Bacia do Araripe é atribuída a eventos catastróficos (talvez a proliferação em massa de dinoflagelados, que liberam toxinas letais, ou mudanças bruscas na salinidade da água). Durante estes episódios de morte em massa, o acúmulo de carcaças no fundo da laguna que ali existia no Aptiano-Albiano levava, pelos processos de decomposição, a um rápido consumo do oxigênio dissolvido. A deficiência em oxigênio desacelerava o processo de decomposição e dava tempo para que o soterramento progressivo das carcaças levasse à consolidação das concreções via fossildiagênese. Convém ressaltar que outros processos de mineralização estão relacionados com as concreções do Araripe e o seu desencadeamento tem sido motivo de debate (Martill, 1988; Maisey, 1991).

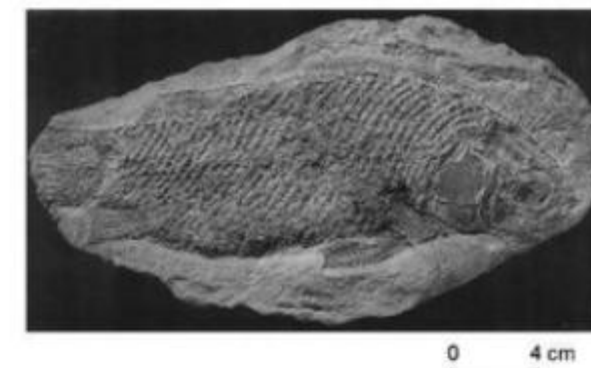



Figura 5.5 Concreção calcárea com *Araripelepidotes temnurus* da Formação Santana (Bacia do Araripe, Eocretáceo). Fotografia de Paulo Brito.

Fossilização em Ambientes Estagnados

Alguns dos melhores modos de preservação natural de restos orgânicos ocorrem em ambientes estagnados, como fundo de mares profundos, lagos e pântanos. Nestas condições, fatores operam separada ou integradamente, favorecendo a formação de fósseis excepcionais.

Os ambientes tornam-se estagnados por uma limitada circulação da coluna de água. Sob tais condições, o material clástico em suspensão deposita-se quase que completamente, e os de granulometria muito fina, como as argilas, são os que normalmente decantam por último, atapetando o fundo com uma lama plástica penetrante e moldável. Também devido à estagna-

ção, as carcaças dos organismos que morrem na coluna d'água, ou são de algum modo levados a ela afundam neste fundo lamoso e demoram a sofrer decomposição. A limitada circulação de água provoca uma não renovação do oxigênio dissolvido e cria um déficit deste composto no meio, dificultando a ação das bactérias aeróbicas, que são os mais eficientes decompositores. Quanto mais matéria orgânica morta se acumular no fundo, maior será a deficiência em oxigênio, dando ao ambiente um caráter redutor. Em um ambiente como este, mais tempo as carcaças resistirão à decomposição. O fator tempo opera em favor da fossilização porque permite que a lama fina recubra os restos orgânicos, adentrando-se em seus espaços vazios e amoldando-se aos detalhes mais delicados de sua anatomia.

Este processo pode levar à fossilização de tecidos moles de vertebrados, de organismos conchíferos e, inclusive, de organismos sem partes duras pois, quando o demorado processo de decomposição finaliza, as impressões dos tecidos moles já estão moldadas no sedimento que eventualmente sofrerá litificação, preservando as características dos organismos mortos.

Ambientes estagnados favorecem ainda um outro processo natural de decomposição progressiva da matéria orgânica capaz de preservar detalhes anatômicos pormenorizados. Em ambiente redutor, o envelhecimento dos restos orgânicos não decompostos leva à liberação progressiva dos componentes mais voláteis da matéria orgânica – hidrogênio, oxigênio e nitrogênio, provocando a concentração progressiva de uma lâmina muito fina de resíduos ricos em carbono que mantém o desenho anatômico original, inclusive em nível microscópico. Este processo é chamado carbonificação e ocorre sob uma fina camada de sedimento permeado por água deficiente de oxigênio. Com o aumento progressivo da profundidade de soterramento e, em consequência, da temperatura, a continuidade do processo pode levar à destilação de uma lâmina quase pura de carbono. É comum em pântanos rasos em que no fundo há uma lama fina, rica em matéria orgânica, e é responsável por grande parte do registro fóssil de folhas, exoesqueletos de artrópodes, e outros invertebrados sem esqueleto mineralizado, dificilmente preservados em outros ambientes sedimentares. Em ambientes marinhos, destacam-se as preservações de graptólitos.

Uma notável ocorrência de fósseis delicados excepcionalmente preservados em um ambiente estagnado é a do folhelho Burgess, no Canadá, que registra uma comunidade única de invertebrados marinhos do Cambriano. Um outro exemplo é o de Messel, na Alemanha, onde um antigo lago pantanoso preservou uma enorme quantidade de restos orgânicos, documentando de forma espetacular uma comunidade continental do Terciário, com destaque na preservação de mamíferos exóticos, representantes de grupos ancestrais das formas modernas.

No Brasil, são dignos de nota a preservação, em ambientes estagnados, dos mesossauros da Formação Irati (Permiano da Bacia do Paraná) e insetos, folhas e peixes da Formação Tremembé (Oligo-Mioceno da Bacia de Taubaté).

Minerais de Ferro

O ferro pode ser disponibilizado para os processos diagenéticos e fossildiagenéticos sendo dissolvido e transportado na forma de íon ferroso Fe^{++}, sob condições redutoras, ou seja, quando não houver oxigênio disponível para sua oxidação. É também conveniente que outros íons, como o carbonato, o sulfeto, ou o silicato, que possam formar com ele compostos insolúveis, estejam em baixas quantidades na solução. A acidez facilita a solubilização do ferro, que precipita na forma de diversas composições, em variadas faixas de pH. Por isso, uma quantidade substancial de íons ferrosos livres é mais facilmente mantida em ambientes com acúmulo de matéria orgânica, quando a decomposição desta cria uma deficiência de oxigênio e mantém as condições ácidas devido à dissolução de compostos orgânicos na água. São nestes ambientes que mais facilmente se forma a pirita (sulfeto de ferro), pois sob tais condições, o enxofre, comum na matéria orgânica, também é liberado em grande quantidade, pela atividade anaeróbica de bactérias, e reage prontamente com o ferro livre, causando sua precipitação. A pirita, de coloração amarelada, semelhante ao ouro (quando não oxidada) é comum em folhelhos escuros, formados em ambientes estagnados e ricos em matéria orgânica. Ocorre comumente também em microambientes, onde as condições para sua precipitação são favorecidas pelo confinamento de restos de matéria orgânica em decomposição, dentro de conchas, carapaças (figura 5.6A) ou carcaças fossilizadas por outros processos. Pode produzir, pelo processo de substituição (piritização), alguns dos mais apreciáveis tipos de fósseis; uma vez exposta a condições mais oxigenadas, a pirita escurece rapidamente.

A fossildiagênese por minerais de ferro é facilitada sob condições de umidade. No caso dos óxidos férricos, os íons ferrosos dissolvidos são carreados até que as condições tornem-se oxidantes, onde haverá a precipitação na forma de hematita (Fe_2O_3) ou goethita [FeO(OH)], por exemplo. Esta sucessão de processos ocorre normalmente na superfície ou logo abaixo dela. Por isso, camadas sedimentares ricas em óxidos férricos são sempre suspeitas de terem se formado na superfície ou sob baixa profundidade.

Os óxidos de ferro estão frequentemente envolvidos com processos de permineralização e podem produzir fósseis com um bom grau de fidelidade das estruturas originais. Estruturas delicadas dos tecidos vasculares de pteridófitas mineralizados por goethita (figura 5.6B) são observadas na Formação Alcântara – meso-Cretáceo do Maranhão (Medeiros, 2001).

Fosfatização

O fosfato é normalmente disponibilizado em ambientes ricos em matéria orgânica, e pode precipitar, por exemplo, na forma de apatita (fosfato de cálcio) ou fosfato férrico. Os fosfatos estão frequentemente envolvidos na permineralização e substituição de carapaças e outras estruturas de origem orgânica. Uma das vias de fosfatização que produz alguns dos mais raros e espetaculares tipos de preservação é mediada por ação bacteriana, agindo sobre a matéria orgânica em decomposição, em ambientes com disponibilidade de oxigênio (por isso frequentemente ocorre próximo à superfície). As bactérias utilizam a matéria orgânica como fonte de energia e suprimento de nutrientes. Seus processos metabólicos causam a liberação de fósforo que se oxida na forma de fosfato. A precipitação do fosfato é facilitada pela acidez do meio, consequente da decomposição dos compostos orgânicos. O fosfato, em precipitação, pode produzir nódulos e, no caso de estar sendo precipitado em associação com corpos em decomposição, pode vir a acumular-se copiando a forma orgânica original.

Como a fosfatização pode ocorrer muito rapidamente e sob condições próximas da superfície, é um meio de fossilização conveniente para a preservação de estruturas delicadas, que têm curta duração antes de se degradar, e que servem de alimento para bactérias, como tecidos moles e excrementos (estes últimos formam coprólitos).

Nas concreções da Bacia do Araripe, ocorrem tecidos moles substituídos por fosfato. Um exemplo notável é o de fibras musculares de peixes detalhadamente preservadas (e. g. Brito, 1992; figura 5.7).

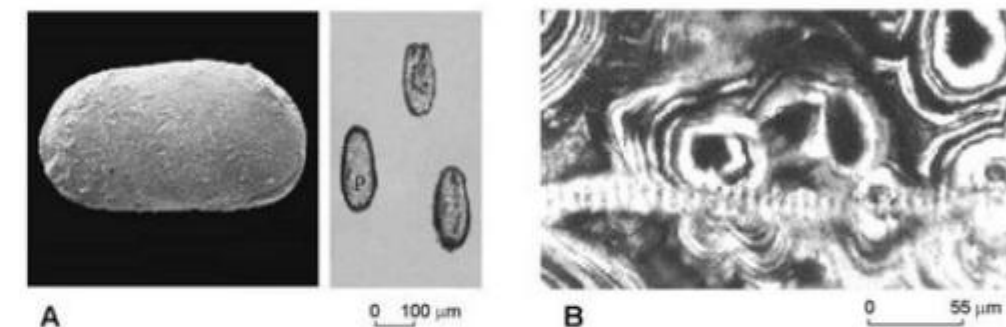



Figura 5.6 (A) Ostracodes da Formação Pojuca, Andar Aratu (Bacia do Recôncavo, Eocretáceo) prenchidos por sulfeto de ferro. Esquerda: Morfologia externa da concha. Direita: vista interna das carapaças mostrando os cristais de pirita (p) (Guzzo, 1997; fotografia de Jarbas Guzzo). (B) Detalhe do tecido vascular de uma pteridófita (Formação Alcântara, mesocretáceo da Bacia de São Luís) que sofreu permineralização por minerais de ferro. Os círculos negros são deposições localizadas de goethita [FeO(OH)]. A faixa clara, horizontal, com microcâmaras sequenciadas é um dos vasos condutores (Medeiros, 2001).

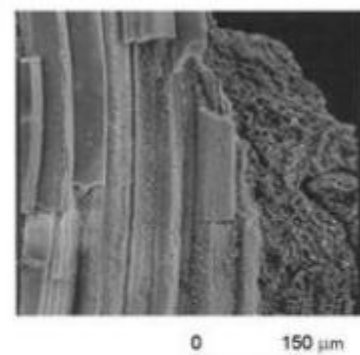



Figura 5.7 Tecido muscular fosfatizado de *Tribodus limae* (tubarão hibodontídeo da Formação Santana, Bacia do Araripe) (Brito, 1992; fotografia de Paulo Brito).

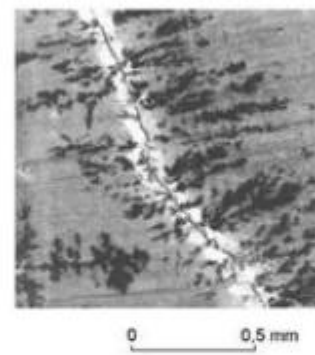



Figura 5.8 Detalhe da deposição de mineral de ferro no tecido de um dente de dinossauro terópode (Formação Alcântara, mesocretáceo da Bacia de São Luís). O óxido de ferro (veios negros) dissolvido adentrou-se pela fratura (linha oblíqua) provocada pelo peso do sedimento sobrejacente e penetrou nos poros do tecido original (Medeiros, 2001).

Fraturas e Deformações

Os processos englobados no conceito de fossildiagênese incluem também as alterações físicas decorrentes da pressão do sedimento sobrejacente que, em áreas de constante subsidência e sedimentação, é progressivamente crescente. O peso da coluna sedimentar pode provocar fraturas que, inclusive, podem facilitar a penetração de águas percolantes, facilitando a entrada de minerais dissolvidos na estrutura em processo de fossilização. Este aspecto é observado em dentes de dinossauros e crocodilos da Formação Alcântara, meso-Cretáceo da Bacia de São Luís, Maranhão (figura 5.8). Por outro lado, este processo de deterioração pode, evidentemente, atrapalhar na análise da morfologia da estrutura fossilizada.

Um outro efeito do peso das camadas sobrejacentes é a ocorrência de deformações na estrutura fossilizada que pode, às vezes, alterar detalhes da anatomia da mesma, podendo gerar confusão na definição taxonômica do fóssil afetado (figura 5.9). A deposição progressiva de minerais em estruturas porosas também pode causar deformações por expansão do tecido original.

Holz & Schultz (1998) descreveram diferentes graus de deformações diagenéticas em crânios de répteis do Triássico do Rio Grande do Sul (Bacia do Paraná), devido ao deslocamento progressivo de estruturas do tecido ósseo provocado pela deposição de calcita e hematita.

Palinomorfos deformados (cisalhados) em consequência do falhamento de camadas sedimentares (figura 5.10) são descritos por Arai (2000).

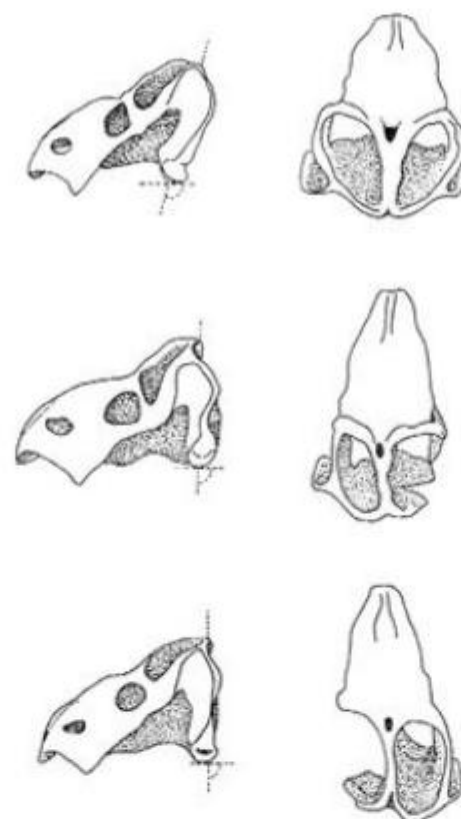



Figura 5.9 Deformações de crânios de *Ischigualastia janseni* (Formação Ischigualasto, Triássico Superior da Argentina) devido à compactação do sedimento. Os crânios alinhados horizontalmente representam um mesmo espécimen, em vista lateral e dorsal. Estas variações são modificações de um mesmo modelo anatômico, dando a impressão de tratar-se de mais de um táxon (Schultz, 1991).

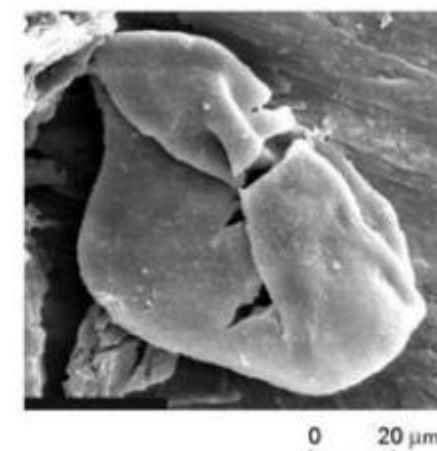



Figura 5.10 Esporo trilete cisalhado (fotografia de Mitsuru Arai).

Âmbar

O âmbar é a fossilização de certas resinas, produzidas em dutos internos ou glândulas especializadas na superfície de determinadas árvores do grupo das coníferas e das angiospermas. Estas resinas são misturas de substâncias que endurecem rapidamente em contato com o ar, quando liberadas para a superfície, em consequência de algum ferimento produzido na casca da árvore. As principais resinas envolvidas com a origem do âmbar são formadas por compostos voláteis e não voláteis do grupo dos terpenoides, que são polímeros de unidades isoprene (C_5H_8).

Muitos pequenos organismos, notavelmente insetos, foram aprisionados pelo fluxo de resinas. Depois de alguns dias a resina endurece, em consequência da ação dos raios solares e a oxidação. Os seus componentes, após sofrerem desidratação, atuam então como um agente embalsamador, preservando o organismo em sua forma original íntegra. No entanto, para efetivamente serem fossilizados, ou seja tornarem-se âmbar, e perdurarem por milhões de anos, é necessário que estes nódulos de resina endurecida sejam incorporados pelos processos sedimentares e protegidos da ação destrutiva do intemperismo de superfície. A preservação em âmbar é considerada excepcional, podendo conservar estruturas celulares como organelas e mesmo moléculas como o DNA. Por merecer destaque entre as formas de fossilização, o âmbar é tratado neste livro em um capítulo à parte.

Cinzas Vulcânicas

Um conjunto de processos que respondem por uma parcela menor entre registros de fossilização está associado à atividade vulcânica. Os derrames de material vulcânico na superfície da Terra têm uma atuação mais indireta nos processos diagenéticos, podendo ser uma importante fonte de minerais canalizados, via dissolução, para os mecanismos fossildiagenéticos de subsuperfície. Porém, houve casos em que a súbita ocorrência de atividade vulcânica aprisionou instantaneamente comunidades de organismos, matando-os por sufocamento, envenenamento ou calor, e soterrando-os rapidamente. Nestes casos, é favorecida a possibilidade de que a atividade fossildiagenética posterior leve à conservação de uma grande quantidade de organismos, oferecendo aos paleontólogos uma observação única e quase íntegra de comunidades antigas.

Destaca-se como exemplo ilustrativo a ocorrência de *Ashfall* (Mioceno tardio do Nebraska, EUA), onde uma comunidade de grandes mamíferos e outros animais e plantas associados foi instantaneamente sufocada e soterrada pela ação de cinzas vulcânicas, sendo aprisionados em um envoltório de vidro vulcânico, que favoreceu sua conservação até que mecanismos fossildiagenéticos posteriores pudessem completar o processo de fossilização.

Considerações Finais

Um determinado horizonte sedimentar onde existam bioclastos em processo de fossilização, pode experimentar modificações acentuadas nos fatores que controlam a fossildiagênese, em função das vicissitudes da coluna sedimentar e de mudanças climáticas de superfície, que acabam influenciando as camadas em profundidade. Além disso, sob determinadas condições físico-químicas, mais de um processo fossildiagenético pode ocorrer simultaneamente e, ainda, os bioclastos envolvidos na mesma matriz rochosa podem variar em natureza química, estrutural ou textural. O resultado desta gama de possibilidades combinadas é, frequentemente, a observação de mais de um tipo de fossilização ocorrendo em um mesmo horizonte sedimentar ou até em uma mesma estrutura fossilizada. Bons exemplos de processos combinados de fossilização são os organismos encontrados nas concreções da Bacia do Araripe (Martill, 1988; Maisey, 1991), os carcinólitos da Formação Pirabas, no Pará (Távora, 2000; figura 5.11) e cascas de ovos de dinossauros da região de Uberaba (Magalhães-Ribeiro, 2002; figura 5.12).

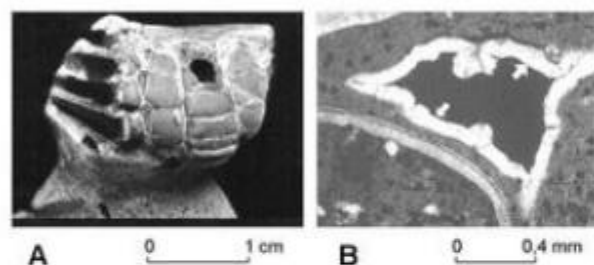



Figura 5.11 (A) Carcinólito (concreção) da Formação Pirabas (Eomioceno do Pará). Vista ventral do caranguejo *Uca maracoani*. (B) Formação de franja de carbonato de cálcio (setas) em espaço vazio no interior de um carcinólito. Nestas concreções são também observados outros tipos de mecanismos fossildiagenéticos, como a deposição de sílica e pirita (Távora, 2000; fotografia de Vladimir de Araújo Távora).

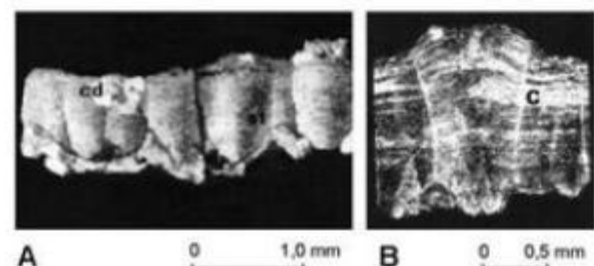



Figura 5.12 Seções delgadas transversais em cascas de ovos de dinossauros (Formação Marília, Bacia Bauru, Neocretáceo). (A) Substituição parcial por calcedônia (cd). (B) Deposição de carbonato de cálcio secundário (c) nas linhas de crescimento (Magalhães-Ribeiro, 2002; fotografia de Cláudia Maria Magalhães Ribeiro).

A realidade da análise fossildiagenética, portanto, frequentemente incorpora o conhecimento de cada processo envolvido, num contexto integrado e mais complexo para esclarecer satisfatoriamente a história *post-mortem* do organismo fossilizado. Esta abordagem pode fornecer a chave para a compreensão dos acontecimentos que se sucederam, a longo prazo, depois da existência daquele organismo.

É importante esclarecer que os processos diagenéticos não são os únicos envolvidos com a preservação de restos orgânicos. A própria decomposição de matéria orgânica pode, sob condições muito particulares e raras, produzir cópias mineralizadas da estrutura original, com um grau de fidelidade que pode até superar o da fossildiagênese. Os processos necrolíticos, como são chamados, podem ser algo semelhantes aos fossildiagenéticos, mas, para serem eficientes como modo de preservação, precisam ocorrer rapidamente, num intervalo de horas ou dias, após a morte do indivíduo. A decomposição dos restos orgânicos ricos em proteínas em ambiente aquático pode, por exemplo, liberar grandes quantidades de amônia na própria coluna d'água, antes do soterramento da carcaça. Sob condições de baixos teores de dióxido de carbono, o pH tornando-se elevado, há a precipitação de carbonato diretamente da água para os tecidos em decomposição, sem a necessidade de soterramento prévio.

De modo comparável, a decomposição de matéria orgânica, antes do soterramento, pode concentrar quantidades expressivas de CO_2 em um microambiente, tornando o meio ácido e propenso à precipitação de fosfato diretamente sobre os tecidos em decomposição. O fosfato necessário pode ser disponibilizado pela decomposição bacteriana de substâncias como proteínas e ácidos nucleicos da própria carcaça.

Processos necrolíticos podem ter uma vantagem na qualidade de preservação, em relação à fossildiagênese, porque ocorrem quando os tecidos ainda estão em sua condição original, recém-mortos, e isto facilita a substituição detalhada das estruturas orgânicas.

Referências

ARAI, M. 2000. Métodos palinoestratigráficos: alguns exemplos de inovação e sua aplicação da geologia do petróleo. *Geociências*, Universidade Guarulhos, *5* (número especial): 98-101.

BERTRAND-SARFATI, J.; FLICOTEAUX, R.; MOUSSINE-POUCHKINE, A. & AHMED, A. A. K. 1997. Lower Cambrian apatitic stromatolites and phospharenites related to the glacio-eustatic cratonic rebound (Sahara, Algeria). *Journal of Sedimentary Research, 67*(5): 957-974.

BOLZON, R. T. & GUERRA-SOMMER, M. 1994. Considerações sobre a tafonomia da lignitafoflora mesozoica do Rio Grande do Sul. *Acta Geológica Leopoldensia, 39/ 1*(17): 109-115.

BOYD, D. W. 1989. Diagenetic alteration of fossil composition. *In*: *Paleotechniques*. FELDMANN, R.M.; CHAPMAN, R. E.& HANNIBAL, J. T. (eds.). The Paleontological Society Special Publication, *4*: 14- 23.

BRITO, P. M. 1992. *Tribodus limae* Brito & Ferreira, 1989 (Chondrichthyes-Elasmobranchii) du Crétacé inférieur de la Chapada do Araripe (N-E Brésil): Nouvelles données sur l'anatomie et la posicion systématique. *Geobios* (Mém. Special, 14): 143-150.

BUDD, D. A. & HIATT, E. E. 1993. Mineralogical stabilization of high-magnesium calcite: geochemical evidence for intracrystal recrystallization within Holocene porcellaneous foramnifera. *Journal of Sedimentary Petrology, 63*(2): 261-274.

CARPENTER, S. J.; ERICKSON, J. M.; LOHMANN, K. C. & OWEN, M. R. 1988. Diagenesis of fossiliferous concretions from the Upper Cretaceous Fox Hills Formation, North Dakota. *Journal of Sedimentary petrology, 58*(4): 706-723.

CARSON, G. A. 1991. Silicification of fossils *In*: *Taphonomy: Releasing the Data Locked in the Fossil Record*. ALLISON, P. A. & BRIGGS, D. E. G. (eds). Plenum Press, New York, p. 455-499.

CARTELLE, C. 1994. *Tempo Passado – Mamíferos do Pleistoceno em Minas Gerais*. Belo Horizonte, Editora Palco, 132 p.

CASSAB, R. C. T. 1982. Sobre a ocorrência de *Peruviella* Olsson, 1944, no Cretáceo do Brasil (Mollusca – Gastropoda). *Anais da Academia Brasileira de Ciências, 54*(3): 575-577.

CODY, R. D. 1991. Organo-crystalline interactions in evaporite systems: the effects of crystallization inhibition. *Journal of Sedimentary Petrology, 61*(5): 704-718.

DESROCHERS, A. & AL-AASM, I. S. 1993. The formation of septarian concretions in Queen Charlotte islands, B. C.: evidence for microbially and hydrothermally mediated reactions at shallow burial depth. *Jounal of Sedimentary Petrology, 63*(2): 282-294.

FONSECA, V. M. M. 1990. *Braquiópodes da ordem Strophomenida da Formação Itaituba, Carbonífero da Bacia do Amazonas. Universidade Federal do Rio de Janeiro*, Instituto de Geociências. Dissertação de Mestrado, 248 p.

GUERRA-SOMMER, M. & SCHERER, C. M. S. 2000. Middle-Late Triassic petrified forests from Mata sandstone at Rio Grande do Sul State, BR: a preliminary geological, taphonomic and biostratigraphic setting. *Geociências*, Universidade Guarulhos, *5*(número especial): 117-120.

GUZZO, J. V. P. 1997. *Estratigrafia integrada e paleolimnologia de uma seção de idade Aratu (Eocretáceo) da Bacia do Recôncavo, NE do Brasil*. Instituto de Geociências. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 250 p.

HOLZ, M. & SCHULTZ, C. L. 1998. Taphonomy of the South Brazilian Triassic herpetofauna: fossilization mode and implications for morphological studies. *Lethaia, 31*: 335-345.

LIU, H. & RIGBY, J. K. 1992. Diagenesis of the Upper Permian Jiantianba reef, West Hubei, China. *Journal of Sedimentary Petrology, 62*(3): 367-381.

MAGALHÃES-RIBEIRO, C. M. 2002. *Aspectos composicionais e diagenéticos de ovos e cascas fossilizadas de dinossauros (Formação Marília, Bacia Bauru, Cretáceo Superior)*. *In*: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, 6, SIMPÓSIO SOBRE EL CRETÁCICO DE AMÉRIA DEL SUR, 2, São Pedro, UNESP, *Boletim*, p. 415-419.

MAISEY, J. G. 1991. *Santana Fossils: an illustrated atlas*. T. F. H. Publications, Inc. 459 p.

MARTILL, D. M. 1988. Preservation of fish in the Cretaceous Santana Formation of Brazil. *Palaeontology, 31*(1): 1-18.

MEDEIROS, M. A. 2001. *A Laje do Coringa (Ilha do Cajual, Bacia de São Luís, Baía de São Marcos, MA): conteúdo fossilífero, bioestratinomia, diagênese e implicações na paleobiogeografia do mesocretáceo do Nordeste brasileiro*. Instituto de Geociências. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 137 p.

MENDES, J. C. 1972. Braquiópodes e moluscos Neocarboníferos da Amazônia (Formação Itaituba). *Anais da Academia Brasileira de Ciências, 44* (suplemento): 243-246.

SCHIMITT, J. G. & BOYD, D. W. 1981. Patterns of silicification in Permian pelecypods and brachiopods from Wyoming. *Journal of Sedimentary Petrology, 51*(4): 1.297-1.308.

SCHULTZ, C. L. 1991. *Os rincossauros sul-americanos e suas relações com outros representantes do grupo*. Instituto de Geociências (Tese de Doutorado). Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 427 p.

SOUTO, P. R. F. 2003. *Coprólitos do Cretáceo do Brasil*. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia. Tese de Doutorado, 236 p.

TÁVORA, V. A. 2000. *Carcinólitos da Formação Pirabas (Eomioceno) – Estado do Pará*. Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Tese de Doutorado, 116 p.

Uso Estratigráfico dos Fósseis e Tempo Geológico

Rosemarie Rohn

Todo fóssil é o registro de uma espécie que existiu em determinado intervalo de tempo da história da Terra. Representa um estágio da evolução dos seres vivos. Considerando que a evolução ocorreu numa ordem bem definida, de maneira irreversível, os fósseis constituem uma importante ferramenta para discriminar as rochas mais antigas daquelas relativamente mais novas. A Escala de Tempo Geológico, que continua sendo aperfeiçoada até hoje, fundamenta-se nesse preceito. A Estratigrafia é um ramo da Geologia que utiliza dados paleontológicos para determinar a idade relativa das rochas, visando reconhecer a sua distribuição espacial.

No presente capítulo são introduzidas as informações básicas sobre o uso estratigráfico dos fósseis, recomendando-se, para conhecimentos mais profundos, consultar Mendes (1984), Lemon (1990) e Briggs & Crowther (1996).

Bacias Sedimentares

Quase todos os fósseis são encontrados em **rochas sedimentares** que se formaram, portanto, em **bacias sedimentares**. As ocorrências em cinzas vulcânicas ou em rochas metamórficas representam raríssimas exceções. Contudo, os fósseis mais antigos do Brasil, ou seja, estromatólitos (construídos por cianobactérias) e procariontes associados, ocorrem em rochas metassedimentares do "Embasamento Pré-Cambriano" (figura 6.1).

As **bacias sedimentares** podem ser de diversos tipos, conforme a natureza do espaço de acumulação e de preservação dos sedimentos. No Brasil, de acordo com a localização e sem considerar a sua natureza, as bacias sedimentares podem ser classificadas em **interiores** e **marginais** (figura 6.1).

As grandes bacias **interiores** (ou intracratônicas) caracterizam-se por rochas sedimentares acumuladas durante longos intervalos de tempo sobre grandes extensões do continente. Também existem diversas bacias interiores com dimensões pequenas e depósitos geralmente bem mais jovens.

As bacias **marginais** estão relacionadas à separação da América do Sul e África do antigo supercontinente Gondwana iniciada há cerca de 100 milhões de anos.

Existe amplo registro de fósseis no Brasil, tanto nas bacias interiores, como nas marginais. Em muitas bacias, a Paleontologia ainda é pobremente conhecida (p. ex. nas Bacias Parecis-Alto Xingu, Alto Tapajós, Tacutu), o que pode servir como estímulo para novas investigações.

Figura 6.1 Distribuição das bacias sedimentares da parte emersa do Brasil (modificado de Schobbenhaus & Campos, 1984).

Conceitos Fundamentais da Estratigrafia

Nas bacias sedimentares, os ambientes deposicionais podem ser marinhos, continentais e transicionais, apresentando distintas características de acordo com as condições físicas, químicas, biológicas, geográficas e climáticas reinantes. Independentemente do tipo de ambiente, os sedimentos depositam-se em estratos. **Estratigrafia** é a parte da Geologia que trata do estudo de rochas estratificadas, sua descrição, sua interpretação e suas relações mútuas.

A designação **fácies** é empregada para uma rocha com determinadas características, que podem ser litológicas (litofácies), paleontológicas (biofácies) ou outras. Em geral, as características das fácies permitem interpretar o processo deposicional e o paleoambiente. Alguns pesquisadores discriminam as fácies em função da sua gênese e não pelos caracteres descritivos. Um estrato pode conter uma ou mais fácies.

O dinamarquês **Nicolau Steno** (1638-1687) lançou os primeiros importantes conceitos da Estratigrafia, como o **Princípio da Superposição**, que pode ser traduzido como: "Em qualquer empilhamento de estratos não perturbados, a camada inferior é a mais antiga e as camadas sucessivamente mais altas são sucessivamente mais jovens."

A Estratigrafia experimentou grande avanço com os trabalhos do engenheiro inglês **William Smith** (1769-1839). Ao longo dos anos, ele verificou que vários estratos ocorrem numa ordem vertical definida. Os estratos de um certo local puderam ser observados também em outros, sugerindo que eram originalmente contínuos. O reconhecimento dessa relação lateral entre os estratos recebe o nome de **correlação estratigráfica**. W. Smith identificou os estratos em pontos distintos através do conteúdo fossilífero, das litologias e dos solos típicos dessas litologias. Ele foi capaz de prever as rochas e suas espessuras nas escavações dos seus projetos de engenharia. Colecionando informações intuitivas sobre a sucessão de assembleias fossilíferas, ele estendeu suas correlações para estratos cada vez mais distantes, inclusive quando as litologias eram lateralmente distintas.

Cabe ressaltar que as conclusões de W. Smith antecederam, em cerca de 60 anos, a teoria de **evolução das espécies** de **Charles Darwin** (1809-1882). Posteriormente, embora ainda ocorressem controvérsias, a sucessão de diferentes tipos de animais e de plantas nos estratos e, portanto, no tempo, passou a ser explicada pela evolução. Assim, foi possível concluir que somente aquelas rochas originadas ao mesmo tempo podem conter assembleias fossilíferas similares. As correlações intuitivamente iniciadas por W. Smith representam "linhas (virtuais) de tempo", ou melhor, **horizontes cronoestratigráficos**.

As figuras 6.2 e 6.3 mostram exemplos de correlações estratigráficas, da escala de afloramento à escala de bacia. Em qualquer situação, pode-se enfatizar a importância da Paleontologia para o reconhecimento de estratos de mesma idade (figura 6.4).

Os fósseis mais adequados para correlações a longas distâncias são os **fósseis-guias** (figura 6.3B). Além da grande distribuição geográfica (preferencialmente distribuição **cosmopolita** ou **pandêmica**, isto é, global), esses fósseis devem ter pequena amplitude vertical (ou seja, evoluído rapidamente ou experimentado rápida extinção), devem ser facilmente identificáveis, abundantes e preferencialmente independentes do tipo de rocha. Muitos microfósseis, especialmente de organismos planctônicos, grãos de pólen e esporos, preenchem estes requisitos. São muito úteis nas correlações de subsuperfície porque as amostras de poços e de sondagens geralmente não permitem a obtenção de macrofósseis inteiros e em quantidades significativas.

Os estratos podem ser denominados de diversas maneiras, variando de acordo com os critérios de classificação. Por exemplo, a idade das rochas, as litologias ou o conteúdo paleontológico são critérios para estabelecer, respectivamente, a Cronoestratigrafia, a Litoestratigrafia e a Bioestratigrafia. São possíveis também outras classificações estratigráficas (p. ex. a Sismoestratigrafia e a Magnetoestratigrafia), que fogem ao escopo do presente livro. Em cada país, devem ser obedecidas certas normas estratigráficas como as do "Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica" (Petri *et alii*, 1986a).

Litoestratigrafia

Na **Litoestratigrafia**, os critérios de classificação das rochas são as litologias. A unidade fundamental é a **formação**, a qual é um conjunto relativamente homogêneo de rochas de uma ou mais litofácies mapeável na superfície terrestre ou em subsuperfície, normalmen-

te na escala 1:25 000 (figura 6.3 A-C). Uma formação pode ser subdividida em **membros**, preferencialmente também mapeáveis. Certas **camadas**, se forem úteis (p. ex. para correlações ou para exploração econômica), igualmente são formalizadas como unidades litoestratigráficas. Um conjunto de formações geneticamente relacionadas corresponde a um **grupo**. Todas as unidades formais são denominadas pela categoria litoestratigráfica e por um nome, preferencialmente geográfico, por exemplo, Formação Ponta Grossa, Membro Jaguariaíva, Grupo Paraná (figura 6.3D). Na Litoestratigrafia, existem possibilidades adicionais de subdivisões e denominações, as quais podem ser resgatadas em Petri *et alii* (1986a, b).

Figura 6.2 (A) Correlações estratigráficas num afloramento. (B) Correlações estratigráficas numa área com diversos afloramentos e um poço. As informações da área são resumidas numa seção colunar composta que facilita a visualização dos intervalos de ocorrência dos fósseis.

Figura 6.3 Correlações estratigráficas na escala de bacia (exemplo hipotético). (A) Mapa geológico e localização de três áreas estudadas na bacia sedimentar. (B) Correlações entre colunas estratigráficas das três áreas de acordo com os fósseis. (C) Seção geológica da bacia com a posição das três áreas das figuras anteriores. (D) Convenções crono, lito e bioestratigráficas e amplitude estratigráfica dos *taxa* no âmbito da bacia.

Figura 6.4 Correlações estratigráficas e cronoestratigrafia, usando como exemplo o braquiópode *Tropidoleptus carinatus* (dados de Fonseca & Melo, 1987). (A) Distribuição global dos fósseis de *T. carinatus*. (B) Interpretações da paleogeografia e das rotas de dispersão de *Tropidoleptus carinatus* (modificado de Fonseca & Melo, 1987). (C) Distribuição cronoestratigráfica de *T. carinatus* nas localidades da figura "A"; notar que as diferenças nas amplitudes verticais são devidas à história da dispersão da espécie ilustrada em "B".

Bioestratigrafia

Na **Bioestratigrafia**, os critérios de classificação dos estratos são paleontológicos. Interessa apenas a variação do conteúdo fossilífero na sucessão de estratos que, em teoria, deve refletir a evolução das espécies. As subdivisões fundamentais são as **biozonas** (ou zonas), que podem ser subdivididas em **subzonas** ou agrupadas em **superzonas** (figura 6.5). Essas unidades são designadas de acordo com o nome de um ou dois fósseis característicos (p. ex., Zona *Australocoelia tourteloti*, figura 6.3D).

Os limites das biozonas podem ser definidos por distintos critérios paleontológicos, geralmente pelo aparecimento ou desaparecimento de certos *taxa*, pelos intervalos de sua abundância máxima, pela combinação entre o aparecimento de alguns e desaparecimento de outros e também por vários tipos de associações entre *taxa* (figura 6.5). Os zoneamentos bioestratigráficos podem ser propostos usando um grupo específico de fósseis (p. ex. apenas braquiópodes) ou diversos grupos em conjunto (p. ex. braquiópodes + trilobitas + biválvios).

Num conjunto de estratos de uma bacia podem ser estabelecidos distintos zoneamentos, com limites completamente independentes (p. ex. um zoneamento para os braquiópodes e outro para os trilobitas). Em qualquer situação, é importante amostrar os fósseis em intervalos adequados para reconhecer a amplitude vertical correta dos *taxa* (figura 6.6).

As unidades bioestratigráficas também são totalmente independentes das litoestratigráficas (figura 6.7). Entretanto, na prática, determinados fósseis muitas vezes só ocorrem em certas litofácies porque foram condicionados ecologicamente pelo ambiente deposicional (figura 6.6). Nesses casos, na realidade, pode-se estabelecer apenas uma **"ecoestratigrafia"** porque os níveis de aparecimento e desaparecimento dos *taxa* não refletem seu verdadeiro tempo de existência.

Cronoestratigrafia, Geocronologia e Tabela de Tempo Geológico

A **Cronoestratigrafia** está intimamente relacionada à **Geocronologia**, o que muitas vezes gera bastante confusão. A **Cronoestratigrafia** classifica os estratos de acordo com a sua idade e a **Geocronologia** refere-se exclusivamente ao tempo, que é uma grandeza imaterial.

A idade de uma rocha pode ser **absoluta** ou **relativa**. A idade absoluta é expressa em anos (usando-se as abreviações: **Ma** = milhões de anos; **Ba** ou **Ga** = bilhões de anos). O principal método para realizar **datações absolutas** é o **radiométrico**, o qual se baseia no cálculo do tempo envolvido no decaimento de uma certa quantidade de isótopos desde o "momento" da cristalização de um mineral ou da solidificação de uma rocha. O método do Carbono-14 pode ser aplicado a fósseis que apresentam carbono em sua composição, porém não mais antigos que 50 000 ou 60 000 anos porque a meia-vida do isótopo é muito curta. No caso das rochas sedimentares mais antigas, a glauconita é um dos raros minerais eventualmente datáveis porque sua cristalização pode ter ocorrido no próprio ambiente de sedimentação.

Na falta de datações absolutas, a idade das rochas é expressa em termos **relativos**. Utilizam-se denominações como "Período Devoniano", "Era Paleozoica", com aproximadamente o mesmo sentido que "Era Medieval", "Período Colonial", "Anos 60". As denominações empregadas na **Tabela de Tempo Geológico** (figura 6.8) começaram a ser criadas a partir do século XVIII, quando o Engenheiro inglês William Smith constatou as sucessões ordenadas de fósseis nas rochas. Outros pesquisadores, inicialmente da Grã-Bretanha, depois de outros países da Europa, também se empenharam para comparar os estratos quanto ao seu conteúdo paleontológico. As dificuldades eram grandes porque ainda não se sabia quais fósseis realmente seriam úteis para as correlações (fósseis-guias). Em cada área, as camadas começaram a ser designadas por nomes locais. Tais nomes passaram a ser aplicados em áreas cada vez mais amplas, à medida que as correlações eram estendidas para diversas bacias.

As origens de alguns nomes consagrados da Cronoestratigrafia e da Geocronologia são as seguintes: **Cambriano** em alusão à *Cambria*, o nome latino de Gália; **Ordoviciano**, nome derivado de *Ordovices*, uma antiga tribo celta; **Siluriano**, relativo a *Silures*, nome dos antigos habitantes do oeste da Inglaterra e do País de Gales; **Devoniano**, nome de afloramentos próximos a Devonshire, na Inglaterra; **Carbonífero**, designação dada aos estratos com camadas de carvão do Centro-Norte da Inglaterra; **Mississipiano** e **Pensilvaniano**, unidades também portadoras de carvão na América do Norte; **Permiano**, nome derivado da província russa de Perm no lado oeste das Montanhas Urais; **Triássico**, nome proposto para um conjunto de rochas subdividido em três partes da Alemanha; **Jurássico**, em alusão às Montanhas Jura entre a França e a Suíça; **Cretáceo**, denominação derivada da palavra latina *creta* que significa greda ou giz.

Figura 6.5 Principais tipos de biozonas de acordo com o Guia de Nomenclatura Estratigráfica (Petri *et alii*, 1986b).

Figura 6.6 Amplitudes estratigráficas dos *taxa* A a F determinadas de acordo com distintos intervalos de amostragem. Notar que os *taxa* B e D ocorrem apenas em determinadas litofácies.

Figura 6.7 Estratótipos e unidades lito, bio e cronoestratigráficas no espaço e no tempo (modificado de Holland, 1996).

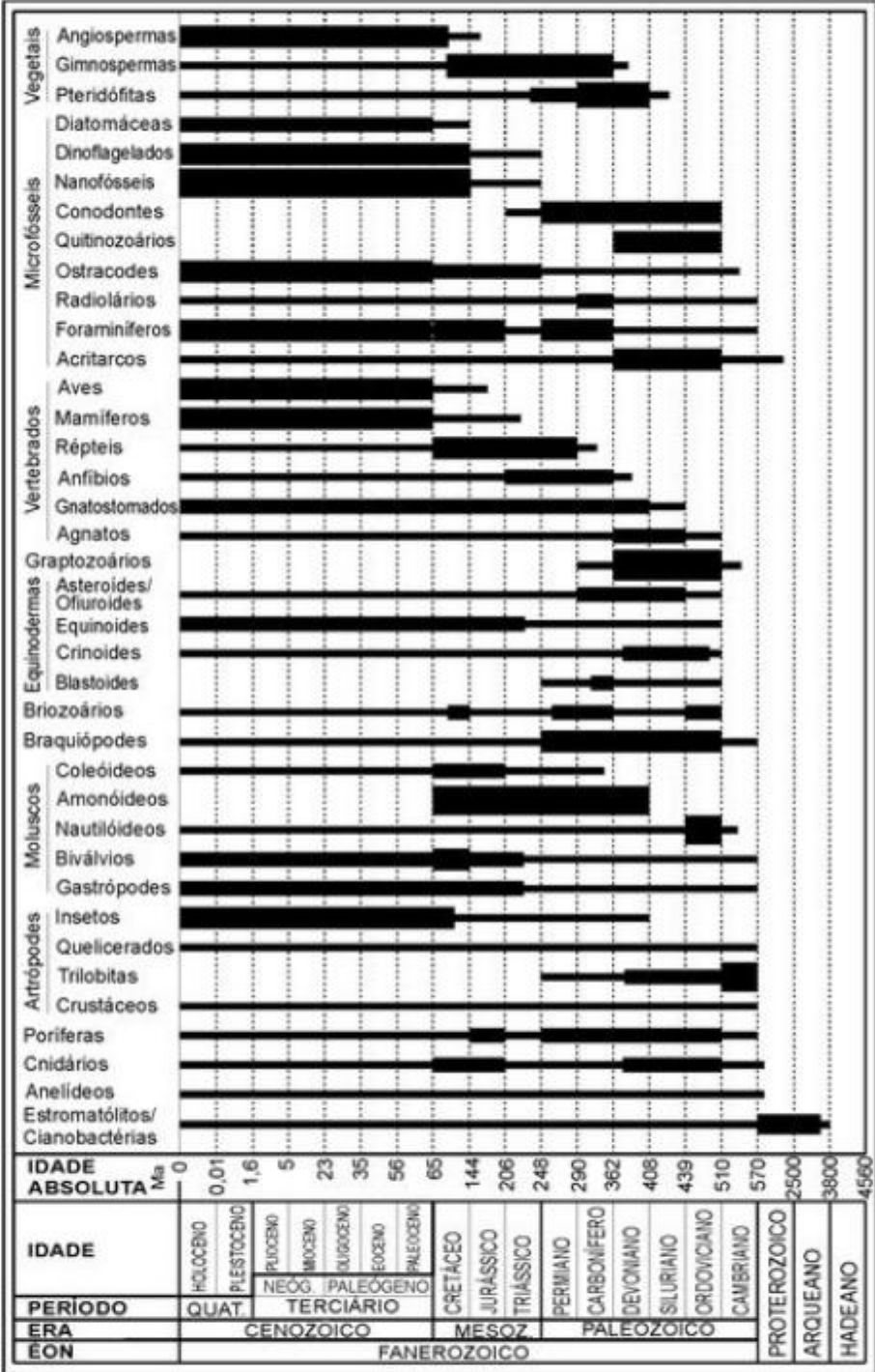



Figura 6.8 Tabela de Tempo Geológico e duração de diversos grupos de organismos. As barras mais grossas indicam os intervalos em que os grupos apresentaram *taxa* de importância bioestratigráfica. Dados paleontológicos de acordo com os outros capítulos do presente livro.

A **Tabela de Tempo Geológico** é subdividida em **éons, eras, períodos, épocas** e **idades** (figura 6.8). Na Cronoestratigrafia, respectivamente, as unidades são **eonotemas, eratemas, sistemas, séries** e **andares**.

A unidade fundamental da Cronoestratigrafia é o **sistema** que corresponde ao conjunto de rochas depositadas num **período** geológico. Por exemplo, o Sistema Devoniano foi depositado durante o Período Devoniano. Os sistemas **Terciário** e **Quaternário** derivam da antiga classificação das rochas em Primário, Secundário, Terciário e Quaternário empregada no século XVII. Contudo, ao invés de Terciário, muitos autores adotam os sistemas **Paleógeno** e **Neógeno**.

Os sistemas fazem parte de unidades maiores designadas **eratemas** e **eonotemas**. As respectivas unidades de tempo são as **eras** e os **éons**. As rochas mais antigas da Terra eram anteriormente referidas como pertencentes à "Série Primária". Corresponderiam a rochas de caráter cristalino subjacentes a estratos fossilíferos. Na escala de tempo, estas rochas atualmente são atribuídas aos éons **Arqueano** e **Proterozoico**. O intervalo de tempo ainda anterior, compreendendo a formação da Terra até a geração das rochas mais antigas preservadas, é designado **Éon Hadeano**. Estes três intervalos são informalmente designados como "**Pré-Cambriano**", por terem antecedido o Período Cambriano, quando surgiram os primeiros invertebrados dotados de conchas ou "esqueletos duros" preserváveis. O intervalo de tempo do Cambriano até hoje corresponde ao **Éon Fanerozoico** (*phaneros* = evidente; *zoon* = vida). O Fanerozoico é subdividido nas eras **Paleozoico, Mesozoico** e **Cenozoico**.

Os sistemas podem ser subdivididos em **séries**, as quais compreendem as rochas depositadas nas respectivas **épocas** do tempo geológico. As séries frequentemente são designadas como sendo as subdivisões "inferior", "médio" e "superior" dos sistemas, correspondendo às subdivisões "eo...", "meso..." e "neo..." dos períodos. Na língua inglesa, os respectivos termos cronoestratigráficos são *lower*, *middle* e *upper* e os geocronológicos são *early*, *middle* e *late*. Por exemplo, a Série Devoniano Inferior (*Lower Devonian*) foi depositada durante a Época Eodevoniano (*Early Devonian*). A mesma relação existe entre Devoniano Médio (*Middle Devonian*) – Mesodevoniano (*Mid Devonian*) e Devoniano Superior (*Upper Devonian*) – Neodevoniano (*Late Devonian*). No caso do Sistema Terciário, as séries receberam denominações já consagradas (Paleoceno, Eoceno, etc.), inicialmente introduzidas com base nas proporções de espécies de invertebrados marinhos atuais nas faunas fósseis. Para o Quaternário, as séries Pleistoceno e Holoceno foram originalmente propostas para designar os depósitos glaciais e os pós-glaciais.

As séries são divididas em **andares** (e. g. figura 6.2E; figura 6.3D) e as épocas em **idades** (em inglês, respectivamente, *stages* e *ages*). Por exemplo, o Andar Emsiano (*Emsian Stage*) foi depositado durante a Idade Emsiano (*Emsian Age*).

A menor unidade cronoestratigráfica é a **cronozona**, a qual equivale a uma biozona muito bem conhecida em escala mundial. Obviamente, em teoria, a precisão da biozona deveria permitir o reconhecimento de horizontes **isócronos**, o que, na prática, é relativamente difícil. Pode-se realizar, por engano, correlações **diácronas** quando se utiliza fósseis de organismos extremamente dependentes de certas condições ecológicas, as quais se instalaram ora em certo local, ora em outro ("ecoestratigrafia"; figura 6.3B). Outro risco de correlações diácronas é por utilização de fósseis retrabalhados, isto é, derivados de um estrato antigo erodido e redepositados num estrato mais novo. A dispersão de alguma espécie para áreas distantes também pode resultar em diacronismo devido a dificuldades para ultrapassar barreiras. Por exemplo, na figura 6.4, o braquiópode *Tropidoleptus carinatus* alcançou áreas distantes em momentos diferentes por influência do clima, da elevação do nível relativo do mar e da movimentação tectônica do Gondwana para o norte. Esta espécie não é um bom fóssil-guia na escala de andares do Devoniano, mas poderia ser considerado um bom fóssil-guia do Sistema Devoniano. A resolução cronoestratigráfica e a distribuição geográfica que se pode admitir para um "fóssil-guia" sempre depende do potencial dos outros fósseis disponíveis. Às vezes, na falta de um fóssil-guia ideal, é necessário tolerar algum diacronismo nas correlações. Na figura 6.8 pode-se visualizar os intervalos de tempo em que viveram vários grupos de organismos e os intervalos dos representantes usados como fósseis-guias.

Continuam até hoje as discussões sobre a abrangência dos intervalos cronoestratigráficos e a formalização de subdivisões cada vez menores. A Comissão Internacional de Estratigrafia (ICS) da União Internacional de Ciências Geológicas (IUGS) objetiva estabelecer uma escala estratigráfica-padrão, aplicável mundialmente. Comitês de especialistas rigorosamente eleitos procuram definir a base de cada unidade cronoestratigráfica num ponto único de uma seção muito bem selecionada (GSSP = *Global Boundary Stratotype Section and Point*), onde se observa alguma modificação da fauna ou flora muito marcante (aparecimentos e extinções). O ponto, por definição, representa um "instante" de tempo conhecido e serve como referência para determinar a base da unidade cronoestratigráfica de outros lugares (que não obrigatoriamente coincide com o mesmo "instante" de tempo; figura 6.7).

As seções de referência para a definição da base das unidades cronoestratigráficas normalmente estão fundamentadas em fósseis marinhos considerados cosmopolitas. Entretanto, em muitos depósitos sedimentares não ocorrem tais fósseis-guias por diversas razões: os paleoambientes deposicionais contemporâneos talvez tenham sido continentais ou marinhos restritos (com biotas endêmicas) ou simplesmente o registro sedimentar está incompleto. Nesses casos, é necessário estabelecer andares ou séries regionais/locais.

Referências

BRIGGS, D. E. G. & CROWTHER, P. R. 1996. *Palaeobiology. A synthesis*. Oxford, Blackwell Science, 583 p.

FONSECA, V. M. M. & MELO, J. H. G.1987. Ocorrência de *Tropidoleptus carinatus* (Conrad) (Brachiopoda, Orthida) na Formação Pimenteira, e sua importância paleobiogeográfica. *In:* CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 10, Rio de Janeiro. SBP, *Anais*. Rio de Janeiro, v. 2, p. 505-537.

HOLLAND, C. H. 1996. Biostratigraphic units and the stratotype/golden spike concept. *In:* BRIGGS, D. E. G. & CROWTHER, P. R. (eds.). *Palaeobiology. A synthesis*. Oxford, Blackwell Science, p. 461-465.

LEMON, R. R. 1990. *Principles of Stratigraphy*. Columbus, Merrill Publishing Company, 559 p.

MENDES, J. C. 1984. *Elementos de Estratigrafia*. São Paulo, T. A. Queiroz, EDUSP, 566 p.

PETRI, S.; COIMBRA, A. M.; AMARAL, G.; OJEDA Y OJEDA, H.; FÚLFARO, V. J. & PONÇANO, W. L. 1986a. Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica. *Revista Brasileira de Geociências, 16*(4): 372-376.

PETRI, S.; COIMBRA, A. M.; AMARAL, G. & PONÇANO, W. L. 1986b. Guia de Nomenclatura Estratigráfica. *Revista Brasileira de Geociências, 16*(4): 376-415.

SCHOBBENHAUS, C. & CAMPOS, D. A. 1984. A evolução da plataforma sul-americana no Brasil e suas principais concentrações minerais. *In:* SCHOBBENHAUS, C.; CAMPOS, D. A.; DERZE, G. R. & ASMUS, H. E. (coords.). *Geologia do Brasil. Texto Explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais. Escala 1: 2 500 000*. Brasília, Ministério das Minas e Energia, Departamento Nacional de Produção Mineral, 501 p.

O Tempo Geológico e Evolução da Vida

José Augusto Costa de Almeida
Alcina Magnólia Franca Barreto

Uma das jornadas mais instigantes e revolucionárias da Geologia tem sido a do entendimento da enorme amplitude do Tempo Geológico e a subsequente estruturação da Tabela do Tempo Geológico, também conhecida como Coluna ou Escala do Tempo Geológico e mais recentemente como Tabela Estratigráfica Internacional. Esta tabela corresponde ao calendário dos mais significativos eventos geológicos e biológicos registrados nas rochas da Terra. A tabela teve o início da sua construção na Europa e desde o século XIX vem unindo forças de paleontólogos, estratígrafos e geocronologistas de todo o mundo que, especialmente depois de 1945, vêm refinando suas subdivisões e estabelecendo outras, com intervalos de tempo cada vez menores.

O Desenvolvimento do Conceito e a Compreensão da Amplitude do Tempo Geológico

O pensamento humano sobre a idade do Universo e da Terra até o Renascimento era fundamentalmente baseado na concepção de que o ser humano ocupava a posição central e mais importante do mundo. Nessa ótica, cabia à Terra apenas a função de cenário para a existência humana e, portanto, sua idade deveria ser compatível com a história das civilizações.

Somente com a chegada do Iluminismo no século XVIII, que trouxe a noção de progresso e o conhecimento racional e crítico, os processos naturais passaram a ser interpretados de forma não empírica e a janela para o longínquo passado geológico pôde finalmente ser aberta.

No ano de 1650 um arcebispo anglicano, primaz da Irlanda, chamado James Ussher (1581-1656), figura 7.1, fez uma cronologia dos eventos bíblicos partindo da Criação, passando pelo nascimento de Cristo até chegar ao século XVII e concluiu que o advento da Criação teria ocorrido no dia 23 de outubro de 4004 a.C. Sua cronologia foi publicada na obra ***Annales veteris testamenti, a prima mundi origine deducti*** e tornou-se famosa até o começo do século XX (Brice, 1982; Barr, 1984-85; Sarfati, 2003).

A Terra e a vida permaneceriam com a pequena idade de cerca de 6 000 anos, não fossem os curiosos e obstinados naturalistas e geólogos, que observavam a natureza estratificada de certas rochas e, dentro delas, bizarros restos de animais e plantas não mais existentes. Ficava também cada vez mais difícil conciliar a pequena idade da Terra com o tempo necessário para processar-se tanta deposição de materiais sedimentares, cujas velocidades de acumulação eram observadas diretamente nos ambientes da época.

Figura 7.1 O arcebispo anglicano, primaz da Irlanda, James Ussher (1581-1656). Fonte: www.churchtimes.co.uk.

Figura 7.2 O naturalista francês Georges Cuvier (1769-1832). Fonte: www.victorian.lang.nagoya-u.ac.jp/victorianweb/science/cuvier.html.

Para explicar a ocorrência das estranhas formas de vida guardadas no interior das rochas, surgiu mais uma explicação bíblica, a Teoria do Dilúvio, apoiada na grande inundação da época de Noé. Os seres soterrados seriam aqueles que não teriam sobrevivido ao grande dilúvio. No entanto, esta teoria não conseguia explicar a progressão de formas de vida nas diferentes camadas de rochas, o que parecia clamar por uma contínua modificação e evolução no tempo.

Um grande impulso aos fervorosos defensores da Teoria do Dilúvio foi dado pelo geólogo e naturalista francês Georges Cuvier (1769-1832), figura 7.2. Segundo Cuvier, o Dilúvio de Noé teria sido apenas uma entre uma série de catástrofes (Teoria do Catastrofismo) que teriam ocorrido na Terra, seguidas de longos períodos de calmaria, quando Deus repovoava os ambientes com novas e melhoradas formas de vida.

O problema de estabelecer idades para os estratos de onde eram extraídos os fósseis e atribuir uma dimensão de idade mais correta para a Terra, recebeu o incremento necessário a partir das ideias do geólogo escocês James Hutton (1726-1797), figura 7.3. Em sua *Teoria da Terra*, publicada em 1795, Hutton postulou que as forças que geraram e modelaram as rochas continuavam a atuar, não havendo assim uma separação concreta entre passado e presente, que marcasse, inclusive, a criação do homem por Deus. Esta teoria passou a ser um dos princípios fundamentais da geologia, o Uniformitarismo, que estabelece que "O presente é a chave do passado". De acordo com o conceito uniformitarista, as leis da natureza não teriam variado e os registros geológicos antigos podem ser interpretados a partir da análise, por exemplo, de processos de deposição, sedimentos, estruturas e organismos atuais. Hoje em dia, sabe-se que as intensidades dos processos geológicos variaram no tempo e que os dias são maiores hoje do que no passado geológico. Neste novo cenário, o termo Atualismo tem sido empregado nas comparações do presente com o passado.

Figura 7.3 O geólogo escocês James Hutton (1726-1797). Fonte: http://media-2.web.britannica.com/eb-media/56/10856-004-807C3B6B.jpg.

Outro defensor do Uniformitarismo, o geólogo escocês Charles Lyell (1797-1875), figura 7.4, publicou em 1830 seu primeiro volume da magnífica obra *Princípios de Geologia*. Este tratado ajudou a consolidar a geologia de processos e a entender que a Terra tinha uma idade muito maior do que se pensava.

Figura 7.4 O escocês Charles Lyell (1797-1875). Fonte: http://io.uwinnipeg.ca/~simmons/16cm05/1116/lyell.jpg.

Figura 7.5 Detalhe do depósito de varvito de Itu, Permiano da Bacia do Paraná, exibindo a estratificação plano-paralela rítmica de varves de texturas mais grossas, mais espessas e mais argilosas, bem delgadas (fotografia cedida por Alethea Martins).

Depósitos sedimentares rítmicos e especialmente sazonais, como os varvitos, formados em lagos periglaciais, ajudaram muito a expandir a dimensão do tempo geológico. Os depósitos de varve resultam do suprimento de sedimentos mais finos vindos das morenas terminais, principalmente nos períodos de degelo. Sedimentos síltico-arenosos são depositados nas porções centrais destes lagos durante a primavera e o verão e no inverno esse suprimento diminui ou para e a fração argilosa se deposita. Esse mecanismo resulta em verdadeiros relógios geológicos, tendo em vista que um par de varves síltico-arenosas/argilosas, com algumas variações, representa um ano de deposição (figura 7.5).

No século XIX o pensamento sobre a idade da Terra já tinha chegado a uma magnitude de centenas de milhões de anos (Ma), enquanto o registro mais antigo de vida correspondia a fósseis de cerca de 530 Ma.

Toda essa história da compreensão da idade da Terra foi dividida em cinco períodos por Harter (1998-2005), baseando-se especialmente nas obras de Dalrymple (1991) e Huggett (1997):

- período pré-científico (até o ano 1600). Corresponde ao período de aceitação das primeiras ideias dos filósofos gregos e das citações bíblicas;
- era das cosmogonias especulativas (entre 1600 e 1700). Período de grandes especulações e poucas evidências, fundamentado principalmente na explicação racional das feições do mundo;
- afastamento da ciência do livro de Gênesis (entre 1700 e 1780). Período marcado por intensos trabalhos de geologia de campo e dominado pelas observações de processos;
- fase do debate catastrofismo-uniformitarismo (entre 1780 e 1850). Já estava claro que a Terra tinha uma longa história e este período foi marcado pelas ideias de que a Terra foi dominada por grandes catástrofes (especialmente Cuvier) e, por outro lado, de que as mudanças foram lentas e relativamente uniformes postuladas especialmente por Hutton e Lyell;
- período moderno (de 1850 aos dias atuais). A vitória dos uniformitaristas foi tão exagerada que a importância das catástrofes foi indevidamente minimizada. Desde o final do século XIX tem havido crescente detalhamento no conhecimento da história da Terra e de seus processos.

Recentemente, a própria Tabela Estratigráfica Internacional passou por modificações, com o abandono do termo Terciário (Período), o refinamento geocronológico do limite de épocas e andares, novas escolhas de localidades-tipo e proposições de novas subdivisões para a História da Terra.

Atualmente, a idade da Terra é aceita como cerca de 4,56 bilhões de anos (Ba), e datações em zircões detríticos da Austrália e do Canadá têm revelado idades de pelo menos 4,5 Ba. Segundo Harrison *et alii* (2008) datações em zircões detríticos indicariam que porções de crosta já tinham características continentais em torno de 4,35 Ba. Já os registros mais antigos de vida (evidência geoquímica) situam-se atualmente em cerca de 3,8 Ba. Compreende-se como Tempo Geológico o tempo decorrido desde o final da fase formativa da Terra até os dias atuais.

Organizando o Tempo Geológico

Originalmente o conceito de correlação foi aplicado no sentido de chamar de correlatas duas unidades estratigráficas equivalentes no tempo uma da outra e situadas em diferentes seções locais. A correlação, portanto, é o processo através do qual os estratígrafos e os paleontólogos estabelecem tais inter-relações cronológicas entre duas ou várias seções estratigráficas.

Ainda na Idade Média, o sábio chinês Shen Kuo (1031-1095), figura 7.6, elaborou uma hipótese para a formação do relevo de regiões distantes do mar a partir da observação de conchas fósseis de origem marinha em siltitos, antecipando de alguma maneira uma forma de observar a natureza estratificada do registro fossilífero somente desencadeada séculos depois.

O primeiro grande passo no sentido de organizar cronologicamente a História da Terra foi dado pelo médico e naturalista dinamarquês Nicolau Steno (Niels Steensen, 1638-1686), figura 7.7. Steno foi o responsável pela introdução na Geologia dos termos estrato e sedimento e, além de sugerir que ambientes de deposição poderiam ser inferidos pelos tipos de fósseis ou minerais contidos nos sedimentos e rochas sedimentares, estabeleceu os três princípios que abriram caminho para a geologia de processos e eventos:

- Princípio da Superposição das Camadas – estabelece que numa sequência de estratos, cada camada depositada sobre outra é mais nova.

Figura 7.6 O sábio chinês Shen Kuo (1031-1095). Fonte: http://211.147.20.24/library/att/att/20030924/speo11_01.jpg.

Figura 7.7 O médico e naturalista dinamarquês Nicolau Steno (Niels Steensen, 1638-1686). Fonte: http://1.bp.blogspot. com/_Ky957sg8EaE/SSxCr6LPWjI/AAAAAAAADAU/hPJhykvX46Y/s400/NIELS_~1.JPG.

- Princípio da Horizontalidade Original – indica que as camadas sedimentares são depositadas geralmente de forma horizontal. Uma sequência dobrada ou muito inclinada deve ter sofrido esforços tectônicos.
- Princípio da Continuidade Lateral – postula que um estrato tem sempre a mesma idade ao longo de toda a sua extensão.

O agrimensor inglês William Smith (1769-1839), figura 7.8, interessou-se desde criança pelos fósseis e prematuramente passou a realizar trabalhos de campo, começando logo cedo a trabalhar na escavação do canal de Somerset no Sudoeste da Inglaterra. Esta tarefa exigiu de Smith a descrição detalhada das camadas rochosas que a abertura do canal cortaria, o que o levou a observar que os fósseis estavam distribuídos nas camadas em sequências da base para o topo dos pacotes de estratos e que isso se repetia em outras sequências de outras localidades. A obra mais extraordinária de Smith foi um detalhado "Mapa Geológico da Inglaterra, País de Gales e Parte da Escócia", publicado entre 1815 e 1817. O grande mapa foi o primeiro a adotar os princípios de Nicolau Steno e a usar fósseis como ferramentas estratigráficas, além de apresentar como legenda uma coluna de unidades rochosas nomeadas da base para o topo com padrões gráficos coloridos usados nos domínios de rochas mapeados. Esta legenda, chamada por Willian Smith de explanação, viria a ser o primeiro protótipo da Tabela Geológica ou Tabela do Tempo Geológico.

Figura 7.8 O agrimensor inglês William Smith (1769-1839). Fonte: http://www.geolsoc.org.uk/webdav/site/GSL/shared/images/geoscientist/Smith.

Em 1816, o destemido Willian Smith publicou a Tabela Geológica de Fósseis Organizados, apresentando pela primeira vez na história séries de estratos com seus conteúdos de fósseis organizados cronologicamente.

A grande contribuição de William Smith foi sua capacidade de observar que as sequências verticais de camadas de rochas, hoje sucessão estratigráfica, continham diferentes conjuntos de fósseis dispostos em sequências das mais inferiores (mais antigas) para as mais superiores (mais novas). Como os conjuntos não se repetiam verticalmente, ele foi capaz de reconhecer estratos fossilíferos de qualquer localidade por comparação (correlação) com as sequências anteriormente descritas, datando-as, portanto, de forma relativa. Essa sucessão geral estratigráfica dos fósseis corresponde ao que se conhece como sucessão faunística e florística.

A Escala do Tempo Geológico

Enquanto a História Humana é contada por valores temporais constantes como séculos, anos, dias e horas, a História da Terra baseia-se em intervalos de tempo desiguais que marcaram as mudanças do seu meio físico e da sua vida, registrado nas rochas e na diversidade fossilífera nelas contidas. As fases evolutivas que a Terra passou são contadas através de intervalos de tempo variáveis chamados Éons, Eras, Períodos, Épocas e Idades (Unidades Geocronológicas).

A maior subdivisão da escala de tempo é chamada de Éon (do grego aion, força vital) e representam grandes etapas de desenvolvimento do planeta. As maiores mudanças físicas e biológicas que a Terra passou ordenaram sua história em quatro éons: Hadeano, Arqueano, Proterozoico e Fanerozoico. Mudanças de menores magnitudes proporcionaram a subdivisão dos Éons em Eras (delimitadas principalmente por grandes mudanças ambientais e extinções), Períodos, Épocas e Andares (eventos de menor intensidade, delimitados por correlações fossilíferas ou bioestratigráficas). Tais unidades não têm duração temporal uniforme, pois dependem do intervalo decorrido entre os eventos, o que as diferencia do relógio, que conta a história da humanidade em unidades constantes.

Para que haja padronização, uma unidade geocronológica é definida a partir de uma sequência de rocha que melhor represente o intervalo de tempo da história da Terra e recebe o nome de seção-tipo (ou estratotipo). A seção-tipo passa a ser a referência e é comparada com outras rochas (da mesma idade) em várias partes do mundo. A área geográfica em que foi

estabelecida chama-se de área-tipo. Assim, unidades Cronoestratigráficas têm correspondência com as unidades Geocronológicas (tabela 7.1).

Tabela 7.1 Correspondência entre as unidades Cronoestratigráficas e Geocronológicas

UNIDADES CRONOESTRATIGRÁFICAS	UNIDADES GEOCRONOLÓGICAS
Cronoestratigrafia	Geocronologia
Eonotema	Éon
Eratema	Era
Sistema	Período
Série	Época
Andar	Idade

As seções-tipo dos sistemas geológicos foram estabelecidas na Europa (figura 7.9, tabela 7.2), como legado dos pioneiros da Estratigrafia e ainda hoje estão em processo de aperfeiçoamento. Ao longo do tempo, várias áreas-tipo (localidades) e seções-tipo (afloramentos com a mais completa seção estratigráfica) foram revistas e modificadas, tendo até hoje alguns de seus limites em discussão. Divergências acerca de limites e subdivisões foram surgindo com a evolução dos trabalhos geológicos feitos fora da Europa, especialmente nos Estados Unidos. Hoje os sistemas geológicos podem ser reconhecidos em qualquer parte do mundo através dos conteúdos fossilíferos e litológicos das sequências.

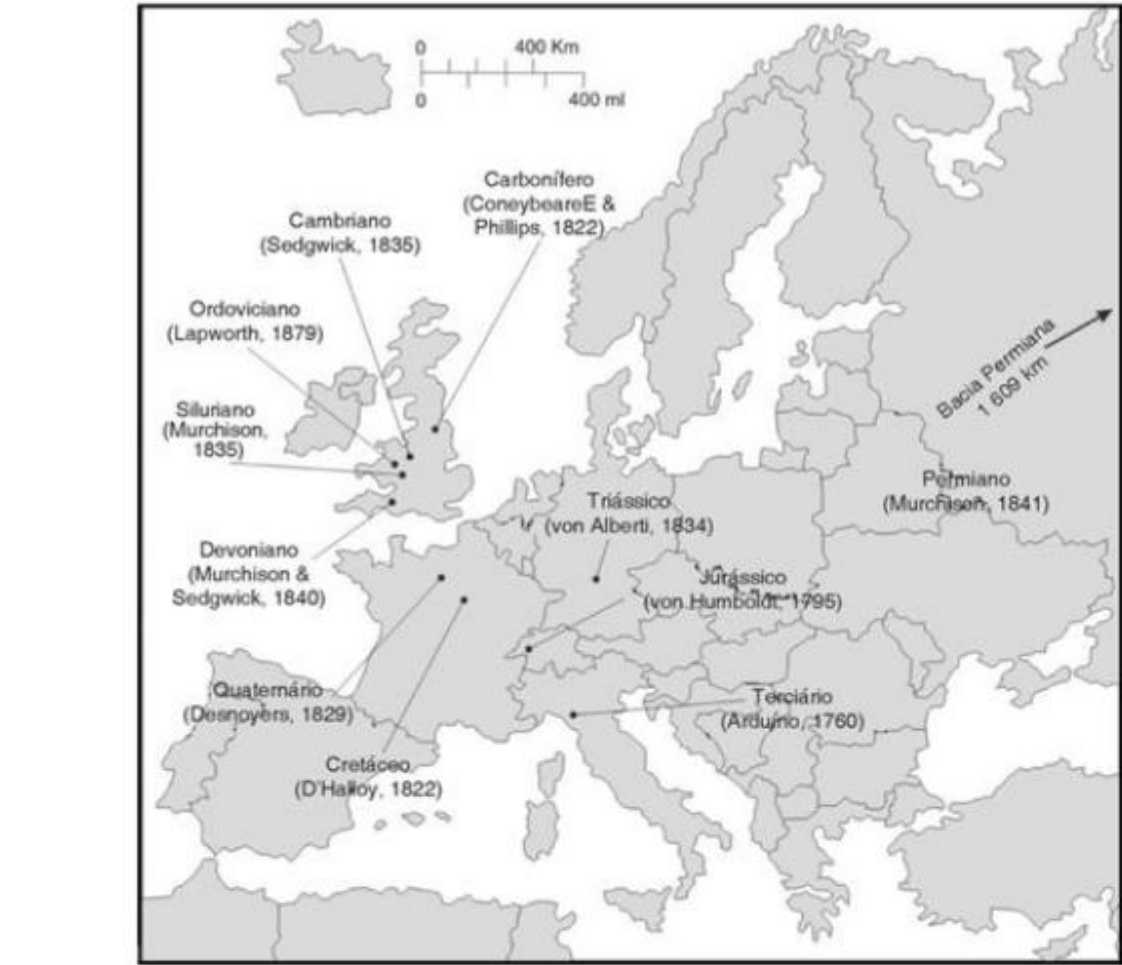



Figura 7.9 Localização, data e autores que inicialmente conceberam os primeiros Sistemas geológicos (modificado de Eicher, 1982).

Tabela 7.2 Origem do nome e localidades dos primeiros sistemas geológicos definidos (modificado de Eicher, 1982)

SISTEMA GEOLÓGICO	ORIGEM DO NOME
Quaternário	Camadas muito jovens, inconsolidadas, depositadas acima do Terciário. Descrito na França. Seu limite inferior foi recentemente revisado
Terciário (atualmente	Termo cunhado por Arduíno em 1760 na Itália, para classificar as rochas pouco consolidadas em desuso)
Cretáceo	A partir da palavra latina para *gis* (calcáreo) da Bacia de Paris, França
Jurássico	Montanhas de Jura, norte da Suíça
Triássico	A partir do termo *Trias*, e em referência de três litologias marcantes (arenitos vermelhos, calcários e evaporitos), descrito no Sul da Alemanha
Permiano	Por causa da grande espessura de calcários fossilíferos na Província de Perm, Rússia
Carbonífero	Devido à quantidade de carvão, dos depósitos do Centro-Norte da Inglaterra.
Devoniano	Derivado do Condado de Devonshire, Sul da Inglaterra
Siluriano	
Ordoviciano	A partir dos nomes das antigas tribos Cabrians, Ordovicians e Silurians do País de Gales – Inglaterra
Cambriano	

O Andar é a menor unidade cronoestratigráfica reconhecida em escala internacional e que permite o estabelecimento de correlações. Os seus nomes derivam da localidade ou de uma característica geográfica da área-tipo. Ao seu nome são adicionadas as terminações "no" ou "iano", como Eifeliano (base do Devoniano Médio, marcada pela primeira ocorrência do conodonte *Polygnathus costatus partitus*), tendo sido a área-tipo definida nos Montes Eifel, Alemanha Ocidental (50º08'58,6"N, 6º28'17,6"E). Como outro exemplo, cita-se a localidade-tipo e a seção-tipo do Estágio Daniano, em El Kef, Tunísia (36º09'13,2"N, 8º38'54,8"E) (figura 7.10), definidas por marcadores litológicos (argilito), geoquímicos (enriquecimento de Irídio e Níquel), isotópicos (decaimento do $\delta^{13}C$, coincidindo com extinção em massa) e paleontológico (presença dos foraminíferos planctônicos *Abatomphalus mayoroensis*, *Plummerita hantkeninoides* e *Guembelitria cretacea*, Keller, 1995; Bensalem, 2002; Molina *et alii*, 2006). O Estágio Daniano é correlacionável com várias outras localidades do mundo, inclusive com a seção estratigráfica da Formação Maria Farinha, Bacia Paraíba, na Pedreira Poty, Paulista, Pernambuco.

Os andares internacionais são definidos por conter ricas e diversificadas associações de fósseis, geralmente de fácies marinha nerítica de águas quentes. Na sua ausência, andares locais podem ser baseados em associações de fósseis de ambientes continentais, contendo faunas ou floras de baixo a moderado potencial de dispersão.

Nas bacias marginais da costa brasileira o intervalo Jurássico Superior–Cretáceo Inferior abrange sedimentos essencialmente continentais, depositados durante a sequência continental. Através do estudo e distribuição de ostracodes e palinomorfos (elementos continentais), esse registro sedimentar foi dividido em seis andares locais denominados, da base para o topo, de Dom João, Rio da Serra, Aratu, Buracica, Jiquiá e Alagoas (Magalhães, 1994; Picarelli & Milhomem 1991, Brito *et alii*, 1991). A correlação desta seção não marinha com a escala geocronológica internacional é até hoje discutida devido à falta de fósseis-guias para a correlação (Regali *et alii*, 1989; Viana *et alii*, 1971).

Outro exemplo de andares locais baseia-se no estabelecimento de Idades Mamíferos Terrestres na América do Sul, (Begqvist *et alii*, 2006). Os mamíferos que se radiaram neste continente são endêmicos, dificultando a correlação com mamíferos de outros continentes. Mesmo assim, ainda o seu estudo permitiu o estabelecimento de uma sequência de cerca de 20 Idades (figura 7.11). A Idade Itaboraiense (Paleoceno superior) tem a sua seção-tipo descrita na Bacia de Itaboraí, Rio de Janeiro.

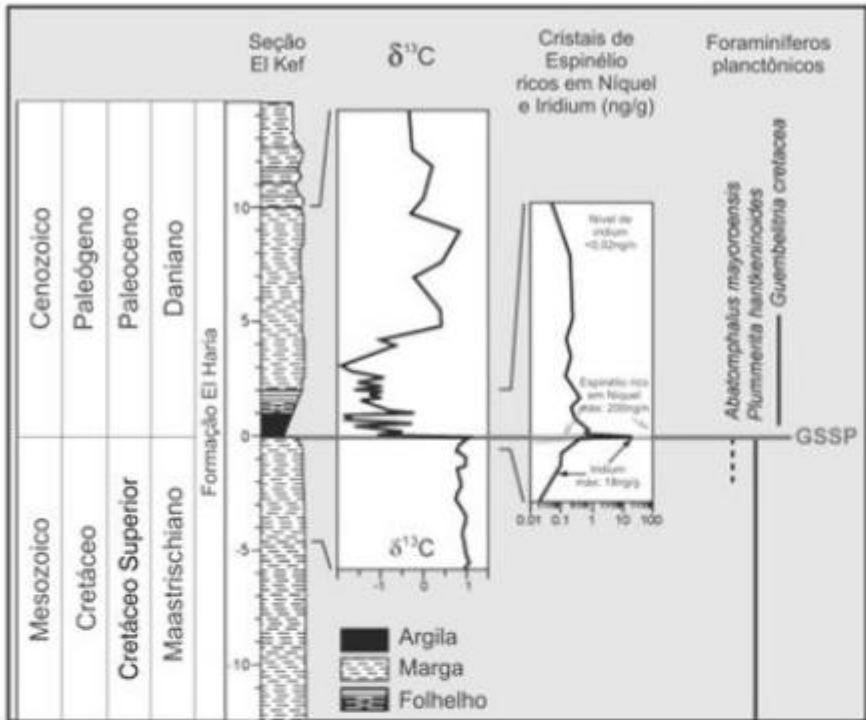
A

B

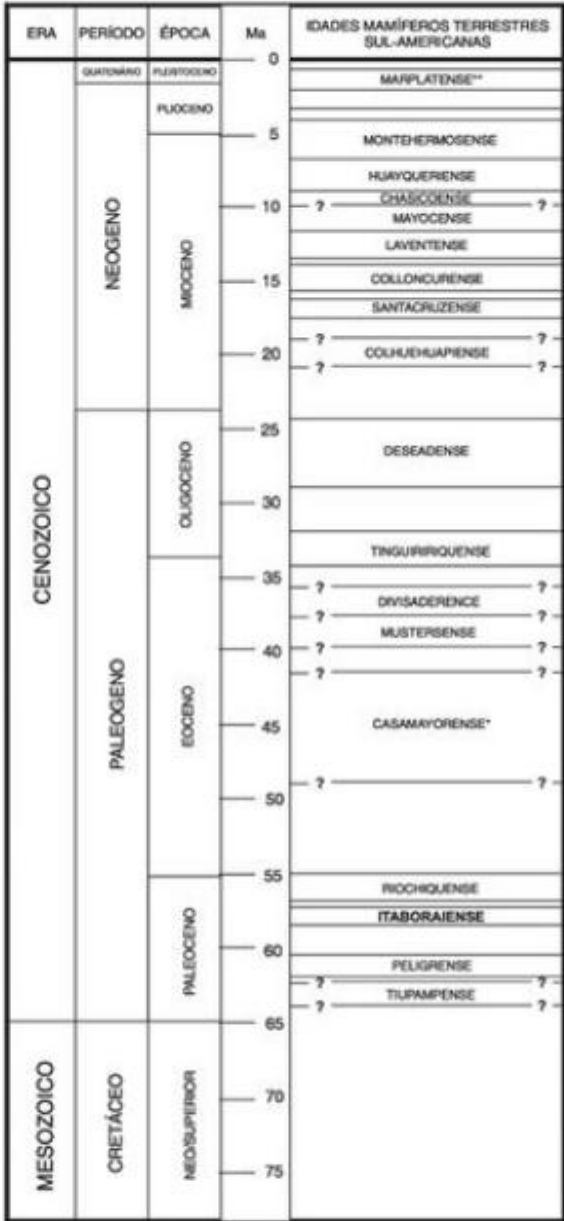
Figura 7.10 (A) Localidade-tipo e (B) seção-tipo do Estágio Daniano, Série Paleoceno, Sistema Paleógeno, Eratema Cenozoico, Eonotena Fanerozoico GSSP, seção-tipo global (modificado de Molina *et alii*, 2006).

Ma = Milhões de anos
(*) Inclui s subidades Vaquense e Barranquense.
(**) inclui as subidades Barrancalobense, Vorohuense e Sanandresense.

Figura 7.11 Idades Mamíferos Terrestres da América do Sul. A idade Itaboraiense (Paleoceno superior) foi estabelecida na Bacia de Itaboraí, RJ. Bergqvist *et alii* (2006). (1) Bonaerense (Lufanense). (2) Ensenadense. (3) Chapadmalalense. (4) Friasense.

O termo Pré-Cambriano não corresponde a uma unidade cronoestratigráfica e nem geocronológica e sim a uma designação informal que caracteriza o intervalo de tempo contado desde o início da formação da Terra até o Cambriano (542 milhões de anos ou Ma). O Pré-Cambriano corresponde a cerca de 88% da idade da Terra, ou seja de 4,6 Ba até 542 Ma.

A Atual Tabela do Tempo Geológico

A Comissão Internacional de Estratigrafia – ICS (www.stratigraphy.org) é uma organização fundada em 1961 em Paris, com o objetivo de promover debates e a padronização global do conhecimento acerca da estratigrafia. Recebe propostas sobre modificações na carta do tempo, principalmente abordando os limites de intervalos, que, quando aprovadas, são enviadas para confirmação pela União Internacional das Ciências Geológicas – IUGS (www.iugs.org). No ano de 2005, as comissões revisaram e publicaram a nova versão da Tabela Estratigráfica Internacional (figura 7.12), com mudanças significativas, baseadas em novas descobertas geológicas, paleontológicas e geocronológicas. Para o Pré-Cambriano ocorreram modificações nos limites (padrão global) de algumas idades (GSSA), graças a novas datações absolutas. Algumas seções-tipo globais (GSSP) do Neoproterozoico e do Fanerozoico foram redefinidas.

A seção-tipo do último período do Neoproterozoico passou a ser chamada de Ediacarano (630 e 542 Ma), descrito nas Montanhas de Ediacara, sul da Austrália, e não mais de Vendiano, antes descrito na Sibéria. Ele foi assim redefinido pela importância da fauna de Ediacara (Austrália). Pode ser encontrado em várias partes do mundo como no Brasil (Corumbá–Ladário), Canadá, Índia, Namíbia e Sibéria. O Período Cambriano também foi modificado, sendo subdividido em quatro Séries (e não mais em três), e essas, em dez estágios, que atualmente estão em análise e por isso ainda sem nomes.

Uma significativa alteração ocorreu com o Carbonífero, que passou a ter duas grandes subdivisões antes somente reconhecidas nas tabelas da América do Norte, sendo a inferior o Mississipiano e a superior o Pensilvaniano, que assim entram para o vocabulário internacional.

TABELA ESTRATIGRÁFICA INTERNACIONAL

Comissão Internacional Sobre a Estratigrafia

Eonotema Éon	Eratema Era	Sistema Período	Série Época	Andar Idade	Idade Ma
					359.2±2.5
Fanerozoico	Paleozoico	Devoniano	Superior/Final	Fameniano	374.5±2.6
				Frasniano	385.3±2.6
			Médio	Givetiano	391.8±2.7
				Eifeliano	397.5±2.7
			Inferior/Inicial	Emsiano	407.0±2.8
				Pragiano	411.2±2.8
				Lochkoviano	416.0±2.8
		Siluriano	Pridoli		418.7±2.7
			Ludlow	Ludfordiano	421.3±2.6
				Gorstiano	422.9±2.5
			Wenlock	Homeriano	426.2±2.4
				Sheinwoodiano	428.2±2.3
			Llandovery	Telychiano	436.0±1.9
				Aeroniano	439.0±1.8
				Rhuddaniano	443.7±1.5
		Ordoviciano	Superior/Final	Hirnantiano	445.6±1.5
				Katiano	455.8±1.6
				Sandbiano	460.9±1.6
			Médio	Darriwiliano	468.1±1.6
				Dapingiano	471.8±1.6
			Inferior/Inicial	Floiano	478.6±1.7
				Tremadociano	488.3±1.7
		Cambriano	Furongiano	Andar 10	~492*
				Andar 9	~496*
				Paibiano	~499
			Série 3	Guzhangiano	~503
				Drumiano	~506.5
				Andar 5	~510*
			Série 2	Andar 4	~515*
				Andar 3	~521*
			Terreneuviano	Andar 2	~528*
				Fortuniano	542.0±1.0

Eonotema Éon		Eratema Era	Sistema Período	Idade Ma
				542
Pré-Cambriano	Proterozoico	Neo-proterozoico	Ediacarano	~635
			Criogeniano	850
			Toniano	1000
		Meso-proterozoico	Steniano	1200
			Ectasiano	1400
			Calymmiano	1600
		Paleo-proterozoico	Statheriano	1800
			Orosiriano	2050
			Rhyaciano	2300
			Sideriano	2500
	Arqueano	Neoarqueano		2800
		Mesoarqueano		3200
		Paleoarqueano		3600
		Eoarqueano		4000
	Hadeano (informal)			~4600

Figura 7.12 Tabela Estratigráfica Internacional, revisada pela Comissão Internacional sobre Estratigrafia (ICS) e pela União Internacional das Ciências Geológicas (IUGS) em 2005. GSSA Padrão Global de seções-tipo (do Ediacarano ao Presente); GSSP Idades absolutas globais (Pré-Cambriano). Fonte: www.stratigraphy.org.

(Continua)

TABELA ESTRATIGRÁFICA INTERNACIONAL

Comissão Internacional Sobre a Estratigrafia

Eonotema Éon	Eratema Era	Sistema Período	Série Época	Andar Idade	Idade Ma
Fanerozoico	Cenozoico	Quaternário*	Holoceno		0.0117
			Pleistoceno	Superior	0.126
				«Loniano»	0.781
				Calabriano	1.806
				Gelasiano	2.588
		Neógeno	Plioceno	Piacenziano	3.600
				Zancleano	5.332
			Mioceno	Messiniano	7.246
				Tortoniano	11.608
				Serravalliano	13.82
				Langhiano	15.97
				Burdigaliano	20.43
				Aquitaniano	23.03
		Paleógeno	Oligoceno	Chattiano	28.4±0.1
				Rupeliano	33.9±0.1
			Eoceno	Priaboniano	37.2±0.1
				Bartoniano	40.4±0.2
				Lutetiano	48.6±0.2
				Ypresiano	55.8±0.2
			Paleoceno	Thanetiano	58.7±0.2
				Selandiano	~61.1
				Daniano	65.5±0.3
	Mesozoico	Cretáceo	Superior/Final	Maastrichtiano	70.6±0.6
				Campaniano	83.5±0.7
				Santoniano	85.8±0.7
				Coniaciano	~88.6
				Turoniano	93.6±0.8
				Cenomaniano	99.6±0.9
			Inferior/Inicial	Albiano	112.0±1.0
				Aptiano	125.0±1.0
				Barremiano	130.0±1.5
				Hauteriviano	~133.9
				Valanginiano	140.2±3.0
				Berriasiano	145.5±4.0

Eonotema Éon	Eratema Era	Sistema Período		Série Época	Andar Idade	Idade Ma
						145.5±4.0
Fanerozoico	Mesozoico	Jurássico		Superior/Final	Tithoniano	150.8±4.0
					Kimmeridgiano	~155.6
					Oxfordiano	161.2±4.0
				Médio	Calloviano	164.7±4.0
					Bathoniano	167.7±3.5
					Bajociano	171.6±3.0
					Aaleniano	175.6±2.0
				Inferior/Inicial	Toarciano	183.0±1.5
					Pliensbachiano	189.6±1.5
					Sinemuriano	196.5±1.0
					Hettangiano	199.6±0.6
		Triássico		Superior/Final	Rhetiano	203.6±1.5
					Noriano	216.5±2.0
					Carniano	~228.7
				Médio	Ladiniano	237.0±2.0
					Anisiano	~245.9
				Inferior/Inicial	Olenekiano	~249.5
					Induano	251.0±0.4
	Paleozoico	Permiano		Lopingiano	Changhsingiano	253.8±0.7
					Wuchiapingiano	260.4±0.7
				Guadalupiano	Capitaniano	265.8±0.7
					Wordiano	268.0±0.7
					Roadiano	270.6±0.7
				Cisuraliano	Kunguriano	275.6±0.7
					Artinskiano	284.4±0.7
					Sakmariano	294.6±0.8
					Asseliano	299.0±0.8
		Carbonífero	Pensilvaniano	Superior	Gzheliano	303.4±0.9
					Kazimoviano	307.2±1.0
				Médio	Moscoviano	311.7±1.1
				Inferior	Bashkiriano	318.1±1.3
			Mississipiano	Superior	Serpukhoviano	328.3±1.6
				Médio	Viseano	345.3±2.1
				Inferior	Tournaisiano	359.2±2.5

(Continuação)

Figura 7.12 Tabela Estratigráfica Internacional, revisada pela Comissão Internacional de Estratigrafia (ICS) e pela União Internacional das Ciências Geológicas (IUGS) em 2009. GSSA Padrão Global de seções-tipo (do Ediacarano ao Presente); GSSP Idades absolutas globais (Pré-Cambriano). Fonte: www.stratigraphy.org.

O antigo Período (Sistema) Terciário da Era Cenozoica foi suprimido da nova Tabela Estratigráfica Internacional. Referências à antiga e famosa passagem Cretáceo–Terciário devem ser substituídas por passagem Cretáceo–Paleógeno ou Cretáceo–Paleoceno (K-P). O uso do último andar do Cretáceo e do primeiro do Paleoceno pode ser a forma mais precisa de se referir à transição Mesozoico–Cenozoico: passagem Maastrichtiano–Daniano.

Outra mudança importante é relativa ao Período (Sistema) Quaternário, (Era Cenozoica) formado pelos subsistemas ou séries (épocas) Pleistoceno e Holoceno, que foi mantido como unidade cronoestratigráfica formal na carta estratigráfica internacional, teve seu limite inferior ampliado para 2,58 Ma. Isso incluiu o Estágio Gelasiano, que antes fazia parte do final do Plioceno. Essa mudança ocorreu porque estudos recentes mostraram que foi no Gelasiano que se iniciou a primeira glaciação em escala global do tipo Quaternário, ou seja, com padrão cíclico de glaciações (com cerca de 100 mil anos de duração) e períodos interglaciais (com duração de 10–12 mil anos).

Marcos Geológicos e Paleontológicos da Terra

- **Hadeano** – é o éon mais antigo. Começou há cerca de 4,6 bilhões de anos (Ba), com a formação do sistema solar e os planetas, terminando há cerca de 4,0 Ba, quando a Terra passa a ter registro de rochas preservadas mais significativo. Deve ter havido intensa queda de asteroides e meteoros na superfície da Terra nesse tempo. O nome Hadeano foi cunhado em 1972 pelo geólogo Preston Cloud e vem do grego hades, que significa inferno. Tem-se pouca informação geológica para esse tempo e por isso não é aceito formalmente como um éon pela Comissão Internacional de Estratigrafia. No Hadeano, tem-se o registro de minerais mais antigos há 4,4 Ba (metaconglomerados que tiveram zircões detríticos datados, do Cráton Yilgarn, Austrália). A rocha mais antiga datada foi encontrada no Norte do Canadá (Acasta gnaisse) com 4,2 Ba (Iizuka *et alii*, 2007). Há cerca de 4,2 Ba iniciou-se formação dos primeiros oceanos da Terra.
- **Arqueano** (antes chamado Arqueozoico ou Arcaico) – compreendido entre 4,0 e 2,5 Ba. É subdividido em quatro eras Eoarqueano (4,0–3,6 Ba), Paleoarqueano (3,6–3,2 Ba), Mesoarqueano (3,2–2,8 Ba), Neoarqueano (2,8–2,5 Ba). O meio físico da Terra foi marcado por grande atividade tectônica, fluxo de calor três vezes maior que o atual, velocidade de rotação da Terra era cerca de 5 a 6 vezes mais rápida do que hoje e iniciou-se a formação de protocontinentes. O dia no Eoarqueano tinha duração de cerca de 4 horas (Wicander & Monroe, 1993) e a atmosfera era anóxica. Pelo menos uma glaciação é reconhecida durante o Arqueano. A vida provavelmente esteve presente por todo o Arqueano, mas o seu registro é limitado a organismos simples unicelulares não nucleados, as bactérias procariontes, e as construções algálicas de cianobactérias (estromatólitos). A mais antiga evidência Geoquímica de vida (quimiofósseis) tem aproximadamente 3,8 Ba e há cerca de 3,5 Ba estão documentados os primeiros vestígios de microrganismos e estromatólitos (Procariontes) mais antigos na Terra, encontrados na Austrália e na África do Sul (figura 7.13). Não se conhecem fósseis de eucariontes, apesar disso eles devem ter evoluído durante o Arqueano e simplesmente não ter deixado quaisquer fósseis.
- **Proterozoico** – do latim primeira vida, durou entre 2,5 Ba e 542 milhões de anos (Ma), e divide-se nas eras: Paleoproterozoico (2,5–1,6 Ba), Mesoproterozoico (1,6–1,0 Ba) e Neoproterozoico (1,0–542 Ma). Foi marcado por grandes transformações e interações entre os meios físico e biótico (figura 7.14). O Paleoproterozoico experimentou o início do oxigênio livre na atmosfera (formação da camada de ozônio) e também nas águas marinhas, gerado pela fotossíntese das cyanobactérias (Reino Monera, Filo Cianophyta), e o surgimento dos primeiros eucariontes (Reino Protista).

No Proterozoico houve a colisão de microcontinentes e a formação dos continentes Ur (2,2 Ba), Atlântica (2,0–1,8 Ba), Columbia (1,6–1,3 Ba) e Rodínia (1,0 Ba–750 Ma). Importantes mudanças climáticas no Neoproterozoico promoveram glaciações seguidas de aquecimento do clima da Terra (Teoria *Snow Ball Earth*) que interferiu no curso da evolução dos seres vivos, levando a extinções, adaptações e surgimento de novos grupos mais complexos. Como resposta biológica a Terra passou por notável momento de diversificação, quando surgiram os primeiros seres macroscópicos (metazoários) e também alguns animais começaram a produzir biomineralizações, surgindo o esqueleto.

- **Fanerozoico** – o termo vem do grego: *phaneros*, visível; *oikos*, vida (de 542 Ma aos dias atuais), compreende apenas 12% da idade da Terra e é marcado pela diversificação e explosão da vida macroscópica, muitos organismos com esqueleto e a reprodução sexuada.

Figura 7.13 Marcos geológicos e paleontológicos da História da Terra (modificado da Universidade de Wisconsin, EUA, 2008).

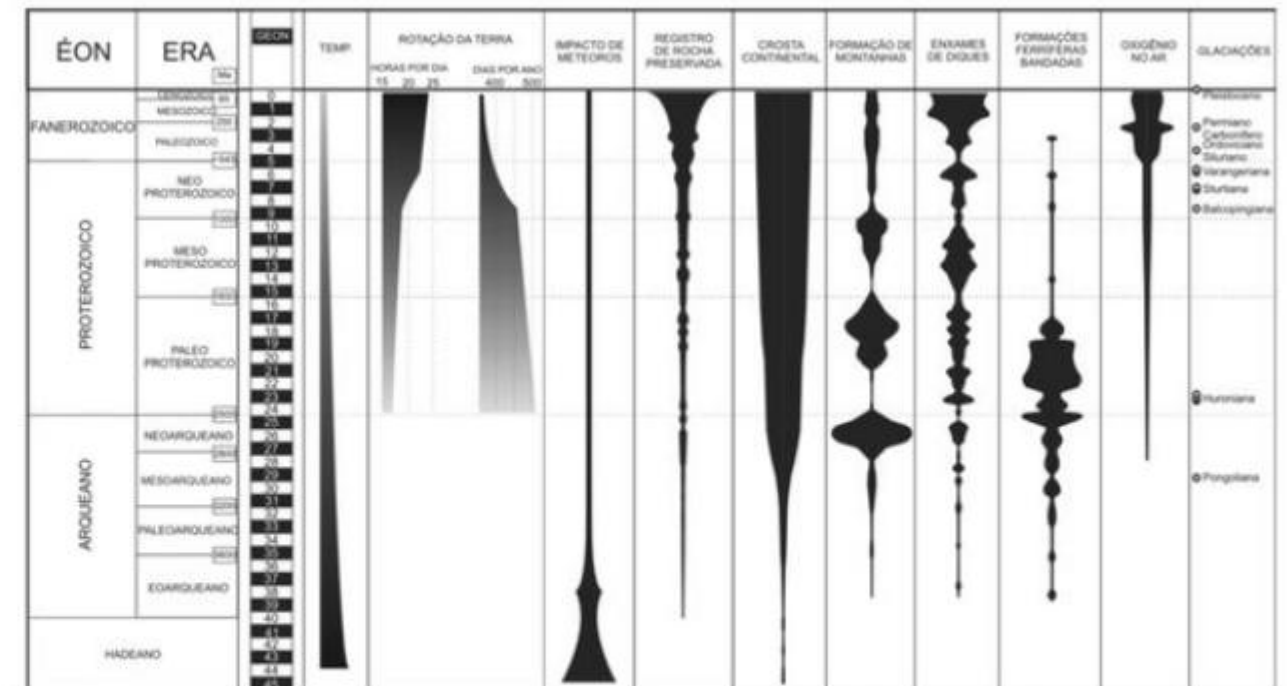



Figura 7.14 Mudanças físicas da Terra ao longo do tempo. Adaptado de: www.eps.mcgill.ca/~hofmann/Geonscale.html.

No início do Fanerozoico existiam pelo menos seis massas continentais (microcontinentes) que, ao longo do tempo, criaram mudanças no panorama paleogeográfico afetando os padrões de circulação oceânica e atmosférica e resultando em novos ambientes para habitação da biota que se diversificou rapidamente. Transgressões e regressões marinhas provocadas por atividade tectônica e por glaciações causaram grandes transformações na vida (figuras 7.15 e 7.16).

ÉON	ERA	PERÍODO	ÉPOCA	Milhões de Anos	EVOLUÇÃO BIOLÓGICA	GLACIAÇÕES	Evento Tectônico Magmático	PALEOGEOGRAFIA
FANEROZOICO	CENOZOICO	Quaternário	Holoceno	0,01	Faunas e floras atuais; Primeiras manifestações de arte; Extinção da megafauna na América do Sul			
			Pleistoceno	2,5	Primeiros utensílios de pedra; Aparecimento do gênero «Homo»			
		Neógeno	Plioceno	5,3				Ligação das Américas do Sul e Central (Plioceno); Elevação dos Andes
			Mioceno	23,8	Aparecimento dos Hominídeos		Andiano	
		Paleógeno	Oligoceno	34,6	Proboscídeos			Separação da: Austrália-Antartica-América do Sul (Oligoceno)
			Eoceno	56	Roedores; Equídeos			
			Paleoceno	65	Diversificação rápida dos mamíferos; Primatas; Últimos amonoides, belenoides e dinossauros			Isolamento da: Austrália-Antártica-América do Sul; NE do Brasil se separa da Nigéria (± 90 M.a); Formação dos Oceanos Atlântico sul e norte
	MESOZOICO	Cretáceo	Superior/Final; Inferior/Inicial	145	Angiospermas			
		Jurássico		208	Expansão dos amonoides; Aves; Mamíferos; Dinossauros; Hexacorais			Separação entre Laurásia-Gondwana
		Triássico		245	Extinção dos trilobitas, tetracorais e goniatites			Início da fragmentação do Pangea
	PALEOZOICO	Permiano		290				Pangea (Laurásia e Gondwana)
		Carbonífero		363	Répteis; Últimos graptólitos			
		Devoniano		409	Anfíbios; Gimnospermas			
		Siluriano		439	Pteridófitas e animais terrestres; Peixes placodermes			
		Ordoviciano		510	Primeiros graptolitos; Peixes agnatas			Oceano Paleo-Tethys
		Cambriano		544	Primeiros metazoários com esqueleto externo (triobitas, braquiópodes, equinodermas e moluscos)		B	Oceano Iapetus (Sul) e Panthalassico (norte)
PROTEROZOICO		Ediacarano		1 000	Fauna Ediacara; Reprodução sexuada		CV	Panotia ?; Rodínia (1100-750)
				1 400				Columbia (1600 - 1300)
				1 800				Atlântica (2000 - 1800)
				2 000	Oxigênio livre na atmosfera	Dep. de Fe	Tz	UR
ARQUEANO				2 500	Primeiros eucariotas			
				3 100				
				3 500	Primeiros indícios de vida (bactérias e cinobactérias); Evidência geoquímica de vida			
HADEANO				4 000	Primeiros oceanos			
				4 600	Formação da Terra			

Figura 7.15 Alguns marcos da evolução biológica, glaciações, eventos tectônicos /magmáticos e paleogeografia da Terra. Tz = Transamazônico; CV = Cariris Velhos; B = Brasiliano (modificado de Paes, 2008).

Idade	Evento
+ 5 100 anos AP.	Última transgressão marinha na costa brasileira
+ 160 mil anos	Surgimento do *Homo sapiens*
+ 2,5 Ma	Surgimento do gênero *Homo*
+ 2,5 Ma	Ligação América do Norte–América do Sul
Eoceno	Primeiras Baleias
Eoceno	Início da elevação das cadeias de montanhas atuais
Paleoceno (58,3–57 Ma)	No Brasil: Idade Itaboraiense
Paleoceno	Diversificação dos mamíferos e das angiospermas
65 Ma (Cretáceo/Paleoceno)	Extinção dos amonoides e dinossauros
90 Ma (Cretáceo Inferior)	Final da separação América do Sul e África
Cretáceo	Idade do petróleo brasileiro
Cretáceo Inferior	Início da fragmentação do Gondwana
Jurássico	Início da separação do Pangea
Jurássico	Primeiros organismos planctônicos
Jurássico	Primeiras angiospermas
Triássico	Primeiros dinossauros, mamíferos e aves
245 Ma	Extinção de cerca de 50% da vida marinha
Carbonífero Superior	Estabelecimento do Pangea
Carbonífero	Primeiras gimnospermas
Carbonífero	Primeiros répteis
Devoniano	Primeiros anfíbios
Siluriano	Primeiras plantas e animais terrestres
Ordoviciano	Primeiros vertebrados – Agnatas
Cambriano	Máximo de diversificação dos trilobitas
Cambriano	Estabelecimento dos principais filos atuais de invertebrados
650 – 550 Ma Neoproterozoico/Cambriano	No Brasil: Evento Tectônico Magmático Brasiliano
580 Ma Neoproterozoico	Surgimento do esqueleto – primeiras conchas
600 Ma Neoproterozoico	Primeiros Metazoários fósseis: Fauna de Ediacara
680 Ma Neoproterozoico	Primeiros icnofósseis
750 – 540 Ma Neoproterozoico	Glaciações do tipo Snow Ball Earth
980 – 920 Ma Neoproterozoico	No Brasil: Evento Tectônico Magmático Cariris Velhos
+ 1,0 Ba Mesoproterozoico	Formação do Supercontinente – Rodínia
+ 1,0 Ba Mesoproterozoico	Auge de abundância e diversidade dos Estromatólitos
2,2–2,0 Ba Paleoproterozoico	No Brasil: Evento Tectônico Magmático Transamazônico
+ 2,5 Ba Neoarqueano/Paleoproterozoico	Atmosfera da Terra passa de redutora para oxidante
+ 2,5 Ba Neoarqueano/Paleoproterozoico	Primeiros eucariontes
+ 3,5 Ba Eoarqueano	Microfósseis e estromatólitos mais antigos
+ 3,8 Ba Epoarqueano	Mais antiga evidência geoquímica de vida
Eoarqueano	Dia com duração de cerca de 4 horas
+4,2 Ba Hadeano	Primeiros oceanos
+4,4 Ba Hadeano	Rocha mais antiga conhecida na Terra

Figura 7.16 Principais Eventos Geológicos e Biológicos da Terra.

Com a aglutinação de microcontinentes, formou-se o supercontinente Pangea (Laurásia + Gondwana) no Carbonífero Superior, que iniciou nova fragmentação no Triássico, promovendo separação e colisão de placas até a configuração geográfica dos dias atuais. O paleocontinente da Laurásia situava-se no hemisfério norte e era constituído, em parte, pela América do Norte, Escócia, Irlanda do Norte, Groenlândia e Centro-Norte da Europa. Gondwana, situado no hemisfério Sul era formado principalmente pela América do Sul, África, Austrália, Antártida e Índia.

O Fanerozoico também é caracterizado pela ocorrência de extinções em massa, sendo que as mais importantes estabeleceram a sua divisão nas eras Paleozoica, Mesozoica e Cenozoica. A Era Paleozoica (542 até 251 Ma) teve a predominância de pteridófitas e de invertebrados marinhos, já na Era Mesozoica (251 até 65,5 Ma), provavelmente devido ao clima quente que predominou na Terra, as gimnospermas e os répteis se diversificaram e dominaram os ambientes continentais e marinhos. Na Era Cenozoica (65 Ma até o Presente), tem-se a diversificação e domínio de angiospermas, mamíferos e insetos.

Referências

BARR, J. 1984-1985. "Why the World Was Created in 4004 BC: Archbishop Ussher and Biblical Chronology", *Bulletin of the John Rylands University Library of Manchester, 67:* 575-608.

BERGQVIST, L. P.; MOREIRA, A. L. & PINTO, D. R. 2006. *Bacia de São José de Itaboraí: 75 anos de História*. Rio de Janeiro: Serviço Geológico do Brasil – CPRM, 84 p.

BERRY, W. B. 1987. *Growth of a prehistoric timescale based on organic evolution*. Edição revisada. Blackwell Scientific Publications, Palo Alto, 202 p.

BENSALEM, H. 2002. The Cretaceous-Paleogene transition in Tunisia: general overview. *Paleogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology, 178:* 139-143.

BRICE, W. R. 1982. "Bishop Ussher, John Lightfoot and the Age of Creation", *Journal of Geological Education, 30:* 18-24.

BRITO, H. S.; VIANA, C. F. & PRAÇA, U. M. 1984. *Atlas dos ostracodes não marinhos (Neojurássico/Eocretáceo) do Brasil.* PETROBRAS /CENPES / DIVEX/ SEBIPE, Rio de Janeiro, 2 vols.

DALRYMPLE, G. B. 1991. *The age of the Earth*. Stanford University Press, California. 492 p.

EICHER, D. L. 1982. *Tempo Geológico*. Série de textos básicos de Geociências. São Paulo. Ed. Edgard Blucher Ltda, 173 p.

HARRISON, T. M.; SCHMITT, A. K.; McCULLOCH, M. T. & LOVERA, O. M. 2008. Early (≥ 4.5 Ga) formation of terrestrial crust: Lu–Hf, d18O, and Ti thermometry results for Hadean zircons. *Earth and Planetary Science Letters, 268*(3-4): 476-486.

HARTER, R. (1998-2005). Changing views of the history of the Earth. The Talk Origins Archive. Exploring the Cration/Evolution Controversy. Disponível em: *www.talkorigins.org/faqs/geohist.html*. Acesso em: 17 de agosto de 2008.

HUGGETT, R. 1997. *Catastrophism. Asteroids, Comets, and Other Dynamic Events in Earth History.* Verso, London & New York, 262 p.

KELLER, G.; LI, L. & MacLEOD, N. 1995. The Cretaceous/Tertiary boundary stratotype section at El Kef, Tunisia: how catastrophic was the mass extinction? *Paleogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology, 119:*221-254.

LIZUKA, T.; KOMIYA, T.; UENO, Y.; KATAYAMA, I.; UEHARA, I.; UEHARA, Y.; MARUYAMA, S.; HIRATA, T.; JOHNSON, S. P. & DUNKLEY, D. J. 2007. Geology and zircon geochronology of the Acasta Gneiss Complex, northwestern Canada: New constraints on its tectonothermal history. *Precambrian Research, 153:* 179-208.

MAGALHÃES, M. R. C. 1994. *Refinamento bioestratigráfico e paleogeografia do Andar Rio da Serra médio das sub-bacias do Recôncavo Nordeste e Tucano Sul.* Porto Alegre, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Dissertação de Mestrado, 150 p., 4 estampas.

MOLINA, E.; ALEGRET, L.; ARENILLAS, I.; ARZ, J. A.; GALLALA, N.; HARDENBOL, J.; VON SALIS, K.; STEURBAUT, E.; VANDENBERGHE, N. & ZAGHBIB-TURKI, D. 2006. The Global Boundary Stratotype Section and Point for the base of the Danian Stage (Paleocene, Paleogene, "Tertiary", Cenozoic) at El Kef, Tunisia: original definition and revision. *Episodes, 29*(4):263-278.

PAES, J. 2008. Centro de Estudos Geológicos da Faculdade de Ciências e Tecnologia, Portugal, acesso no site: www.geopor.pt/GPnov/gnpara.html.

PICARELLI, A. T. & MILHOMEM, P. S. 1991. Reconcavona mirangaensis – um novo fóssil-guia para o Andar Aratu da bacia do Recôncavo – Subzona NRT 005.3A. *In:* CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 12, São Paulo, 1991, *Boletim de resumos*, p. 21.

REGALI, M. S. P. & VIANA, C. F. 1989. Sedimentos do Neojurássico – Eocretáceo do Brasil: idade e correlação com a Escala Internacional. PETROBRAS/ CENPES, Relatório interno, 95 p.

SARFATI, J. 2003. Archbishop's achievement: James Ussher's great work Annals of the World is now available in English (interview with editors of above). *Creation, 26*(1): 24-27.

UNIVERSIDADE DE WISCONSIN, EUA. 2008. Disponível no site *www.news.wisc.edu/15317*.

VIANA, C. F; GAMA Jr., E. G.; SIMÕES, I. A.; MOURA, J. A.; FONSECA, J. R. & ALVES, R. J. 1971. Revisão estratigráfica da Bacia do Recôncavo/Tucano. *Boletim Técnico da Petrobras, 14* (3/4): 157-192.

WICANDER, R. & MONROE, J. S. 1993. *Historical Geology: Evolution of the Earth and Life Through Time.* 3ª ed. New York. West Publishing Company, 640 p.

www.iugs.org. website oficial da União Internacional das Ciências Geológicas.

www.stratigraphy.org. website oficial da Comissão Internacional de Estratigrafia.

A Estratigrafia de Sequências e o Registro Fóssil

Michael Holz
Cristina Bertoni-Machado
Marcello Guimarães Simões

Os processos e eventos que controlam a gênese do registro fossilífero são, essencialmente, os mesmos que atuam na formação de um depósito sedimentar, sendo que sua natureza, intensidade e frequência controlam tanto a formação das camadas sedimentares como o acúmulo e soterramento de restos orgânicos ou bioclastos (vide capítulo 3 deste livro).

Desde o abandono da concepção gradualista na geologia sedimentar e o advento da concepção da sedimentação episódica, ainda na década de 1980 (Hsü, 1982; Dott, 1982), os paleontólogos sabem que o registro sedimentar é pontuado, em todas as escalas, por hiatos de erosão e não deposição, e que os eventos de grande magnitude (tais como enchentes e tempestades), também conhecidos como episódicos, predominam na coluna estratigráfica com a sua assinatura, em detrimento do registro dos processos do dia a dia (eventos de fundo).

Existem hiatos de várias ordens de grandeza: de minutos ou horas (escala de estratificação das rochas sedimentares), de dezenas a centenas de milhares de anos (truncamentos e erosões em uma sequência tempestítica) e de milhões de anos entre uma sequência deposicional e outra. Estes últimos são causados pelos períodos de erosão e não deposição, durante a fase de reorganização tectônica de uma bacia devido, por exemplo, ao levantamento de arcos estruturais ou o deslocamento do depocentro. Um pacote de rocha de metros de espessura pode ser produto de um processo que não durou mais que algumas poucas horas (como uma corrente de turbidez depositando areia), enquanto uma camada de poucos centímetros pode representar uma deposição de dezenas de milhares de anos de duração (p. ex. as lamas de mar profundo, formando as chamadas seções condensadas). Desta forma, a paleontologia atualmente é ciente de que o registro fossilífero efetivamente encontrado é resultado de uma série de processos que resultam em um registro muito incompleto devido aos hiatos em várias escalas.

As implicações para os estudos paleontológicos são diversas. Há muito sabe-se que, por exemplo, o registro sedimentar com seus hiatos e superfícies de condensação temporal pode mascarar, obliterar ou realçar aspectos do registro fossilífero. Assim, o conhecido efeito Signor-Lipps postula que qualquer evento paleobiológico de curta duração, tal como um pulso de extinção, pode aparecer como gradual no registro fossilífero devido ao problema de amostragem (Signor & Lipps, 1982). De maneira similar, um hiato estratigráfico pode amplificar a intensidade aparente de um evento de extinção, condensando o tempo do último aparecimento de um táxon que se extinguiu ao longo

de um enorme intervalo de tempo (Gilinsky & Bambach, 1987). Kowaleswski (1996) fala em tafoceno-ses super-representadas (*overcompleteness*) para os casos onde os processos sedimentares resultam em amalgamento de depósitos (= eventos) e fósseis, de modo que, vários eventos geológico/paleobiológicos, separados no tempo, aparecem como um evento único. Em resumo, a influência dos controles estratigráficos sobre a natureza do registro fóssil é inegável e tem recebido cada vez mais atenção. Assim sendo, pode-se dizer que **na base epistemológica da análise paleontológica está a análise estratigráfica.** Muitos dos modelos atualmente empregados pela Paleontologia (biozoneamentos, extinção em massa *versus* extinção gradativa, intervalos de confiança, modelo de equilíbrios pontuados) requerem e utilizam conhecimentos estratigráficos de detalhe, estando fundamentados na distribuição vertical e horizontal dos fósseis nas rochas sedimentares.

Consequentemente, fica evidente que qualquer mudança significativa no pensamento ou paradigma da Estratigrafia afeta o pensamento paleontológico. Em outras palavras, se a maneira de se analisar e interpretar o registro sedimentar mudou, deve também mudar a maneira como o paleontólogo analisa e interpreta o achado fóssil.

Um fóssil não é simplesmente uma entidade taxonômica abstrata, estanque, atemporal, desprovida de significado paleoecológico. Nesse contexto, a seguinte questão pode ser erigida: a Paleontologia mudou como ciência? A resposta é um definitivo sim.

O objetivo do presente capítulo é mostrar ao leitor:

a) como a estratigrafia mudou conceitual e metodologicamente;

b) como essa "nova estratigrafia" se integra aos mais diversos estudos paleontológicos (tafonômicos, paleoecológicos, bioestratigráficos), visando introduzi-los nesta nova conceituação estratigráfica, mostrando a importância dessa ferramenta ao paleontólogo;

c) discutir alguns exemplos de suas inter-relações e aplicabilidade nos estudos paleontológicos, especialmente a partir de exemplos brasileiros.

A "Nova Estratigrafia"

A base paradigmática da Paleontologia mudou porque a Estratigrafia tem passado por decisiva modificação nos seus modelos e pensamentos, desde o advento do conceito da sedimentação episódica. No sentido de Kuhn (1989), pode-se falar em revolução científica: o modelo estratigráfico anterior, fortemente embasado na Estratigrafia formal e descritiva da chamada "trindade santa" Lito-Bio-Crono-Estratigrafia, tem dado lugar a um modelo mais dinâmico, prático (no sentido de ferramenta de trabalho) e universalmente aplicável, desde a escala de camada até a de sequência deposicional.

Este modelo ou paradigma é o da Estratigrafia de Sequências, cujo embrião foi constituído pelos trabalhos de pesquisadores da Exxon Research Company na década de 1970 (Payton, 1977) e, sobremaneira, desenvolvida e popularizada a partir do final dos anos 1980 (e. g. Wilgus *et alii*, 1988; Emery & Myers, 1996; Catuneanu, 2006).

A Estratigrafia tradicional tinha como objetivo central descrever e empilhar as rochas de uma área de estudo, a chamada *layer cake stratigraphy* ou "Estratigrafia de Bolo de Camadas", sem maiores preocupações com a gênese dos estratos ou com o mecanismo controlador da deposição. Embora as grandes descontinuidades do registro sedimentar estivessem mapeadas e o caráter episódico e cíclico da sedimentação fosse conhecido (e. g. Sloss *et alii*, 1949; Wheeler, 1958), a Estratigrafia se movia dentro do paradigma do empilhamento e da denominação (nomenclatura formal). Uma bacia era bem conhecida se tivesse um padrão de empilhamento definido e formalmente denominado, não importando se para cada região estudada diversas colunas estratigráficas existissem, algumas às vezes tão diferentes que chegavam a ser antagônicas.

Já o cerne da Estratigrafia de Sequências é entender o papel de cada fator que influi na sedimentação (clima, tectônica, eustasia) e tem, portanto, como objetivo estudar e compreender o mecanismo e as causas da ciclicidade na gênese das sequências deposicionais (vide revisão em Holz, 1998). É a ferramenta que consegue estudar os hiatos deposicionais, tão importantes para o paleontólogo, e trazer entendimento sobre sua gênese e magnitude temporal.

A metodologia básica desta maneira de fazer Estratigrafia continua tendo como pedra fundamental a litofácies, mas a maneira de agrupar e empilhar associações faciológicas difere fundamentalmente em relação aos procedimentos tradicionais da "Estratigrafia de Bolo de Camadas". Uma sequência é gerada ao longo de um ciclo de variação relativa do nível de base (de origem tectônica, eustática ou ambas), compreendida entre duas sucessivas quedas.

Assim, é o papel do nível de base e seu comportamento que controlam o padrão de empilhamento dos sedimentos e, consequentemente, dos fósseis. Acima do nível de base, erosão e transporte dominam, enquanto abaixo do nível de base o sedimento pode acumular e ficar preservado.

Naquelas bacias sedimentares em conexão com os oceanos, o nível de base é controlado pelo conjunto eustasia + tectônica, enquanto nas bacias endorreicas (aquelas sem contato com o oceano, como foi o caso de muitas bacias durante a existência do Pangea), o conjunto clima + tectônica controla a variação do nível de base (a Bacia do Paraná, durante o Triássico, constitui um excelente exemplo).

Em palavras simples, o que acontece é o seguinte: em fases de nível de base alto, existe muito espaço para ser preenchido pelo sedimento suprido, e nas fases de nível de base baixo o contrário ocorre: há pouco espaço para o acúmulo sedimentar, e o sedimento preenche facilmente o espaço disponível. As consequências dessas situações antagônicas são as transgressões e regressões.

No primeiro caso (nível de base alto ou aumentando), o sedimento não chega a se distribuir por toda a bacia, ficando confinado nos ambientes continentais (rios, lagos) e junto à linha de costa. Se o nível de base continua subindo (= aumentando o espaço disponível para o sedimento ocupar), a linha de costa vai se retrair gradativamente, registrando-se uma transgressão.

No segundo caso (nível de base baixo ou caindo), o espaço disponível é rapidamente preenchido pelo sedimento, e a continuada chegada de sedimentos produzidos na área-fonte irá causar uma regressão (figura 8.1).

Considerando-se agora um ciclo completo de queda e posterior subida do nível de base, regressões e transgressões irão se suceder em uma ordem determinada e previsível. Na fase de queda do nível de base, a diminuição do espaço é muito acentuada, a ponto de não existir, na maioria dos casos, nenhum espaço para o sedimento depositar, havendo apenas erosão. No caso das bacias conectadas com o nível do mar, deve-se imaginar uma queda eustática acentuada, que recue o nível do mar dezenas de metros na vertical. Com isso, as áreas outrora costeiras e marinhas irão ficar expostas e sujeitas à erosão. Nesta época, primeiro verifica-se um forte deslocamento dos sistemas parálicos (i.é, ilhas de barreira, deltas) em direção à linha de costa recuada, em um movimento que se denomina "regressão forçada". Na medida em que a erosão da região exposta se espraia, forma-se uma discordância, materializada pela superfície erosiva e pela superposição de sedimentos continentais sobre os sedimentos costeiros e marinhos anteriormente depositados. Esta discordância forma o limite de uma nova sequência deposicional.

Terminada a queda, inicia-se a subida do nível de base, primeiro lenta, depois cada vez mais rapidamente. Com essa subida, incrementa-se também o espaço disponível. Primeiramente o espaço criado é facilmente preenchido pelo sedimento, mas, na medida em que a subida do nível de base acelera, é criado mais espaço do que pode ser preenchido pelo sedimento disponível, e a transgressão inicia. A partir do ápice do ciclo de aceleração (no meio do limbo de subida da curva), a criação de espaço desacelera de novo. Nessa fase, o sedimento começa novamente a "ganhar" do espaço criado, preenchendo-o cada vez mais eficientemente, instaurando uma regressão, que é denominada de "regressão normal". Passada a época do ápice da subida do nível de base, este vai cair de novo aceleradamente, e uma nova fase de regressão forçada iniciará, e uma nova discordância irá ser gerada (figura 8.2).

O sedimento contido entre as duas discordâncias é um pacote de sistemas deposicionais geneticamente vinculados chamado de *sequência deposicional*. Esse é o motivo por que se atribui a esse ramo da estratigrafia o rótulo de *Estratigrafia de Sequências*.

As fases de nível baixo, de transgressão, de nível alto e de regressão forçada geram associações de fácies e sistemas deposicionais diferentes e característicos, agrupados nos chamados *tratos de sistemas geométricos*. A fase inicial de queda do nível de base gera o chamado trato de sistemas regressivo. Durante a fase principal de queda do nível de base a discordância limítrofe da sequência deposicional é gerada. Depois segue a fase de nível baixo, gerando sedimentos regressivos, agrupados no chamado trato de sistemas de nível baixo. A fase transgressiva do ciclo gera o trato de sistemas transgressivo, enquanto a fase regressiva do final do ciclo gera sedimentos do chamado trato de nível alto (figura 8.2). Cabe registrar que no modelo clássico da Estratigrafia de Sequências (o modelo de 1988) havia apenas três tratos de sistemas (nível baixo, transgressivo e alto), sendo a existência do quarto trato (o trato de sistemas regressivo) gradualmente reconhecido e incorporado ao modelo durante os anos 1990. Por isso muitos estudos publicados naquela época, inclusive os que vão ser discutidos aqui a título de exemplos, ainda não se referem ao trato regressivo, incorporando estes sedimentos ao trato de sistemas de nível baixo.

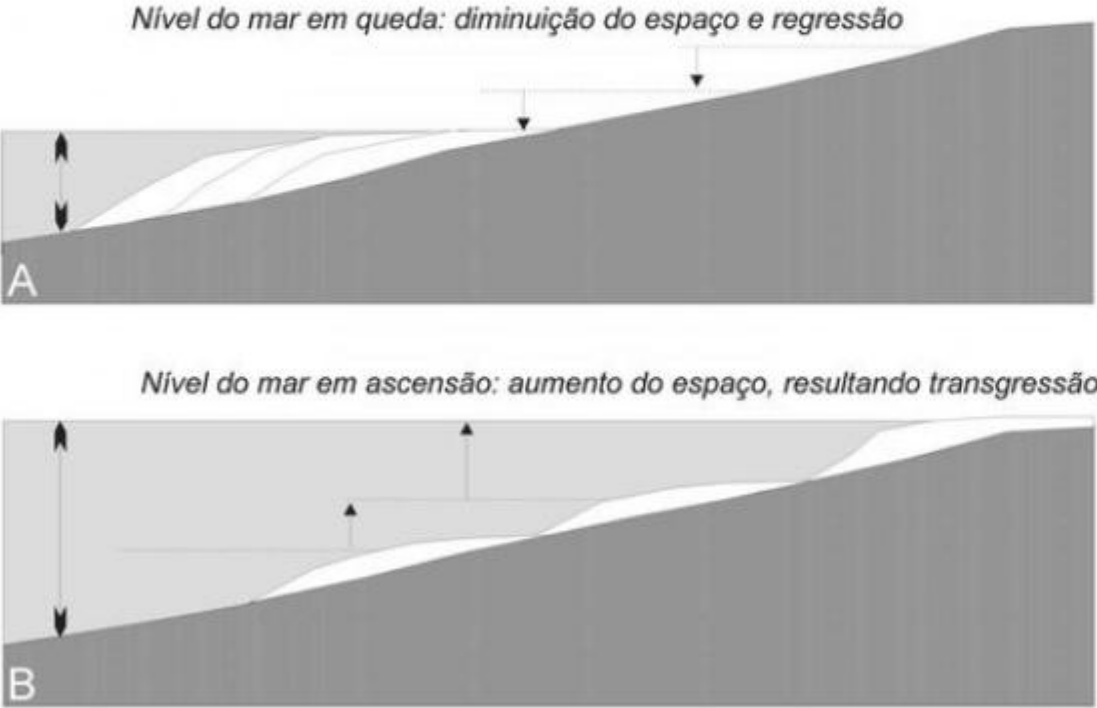



Figura 8.1 O nível de base controla o espaço disponível para o sedimento: (A) Se o espaço é reduzido, o sedimento prograda e uma regressão se verifica. (B) Se o espaço é grande, ocorre retrogradação do sedimento e transgressão. Esse é o princípio básico e fundamental que rege toda a sedimentação em uma bacia sedimentar e, por extensão, controla os processos bioestratinômicos que atuam na gênese das concentrações de material bioclástico (tanatocenose e tafocenose).

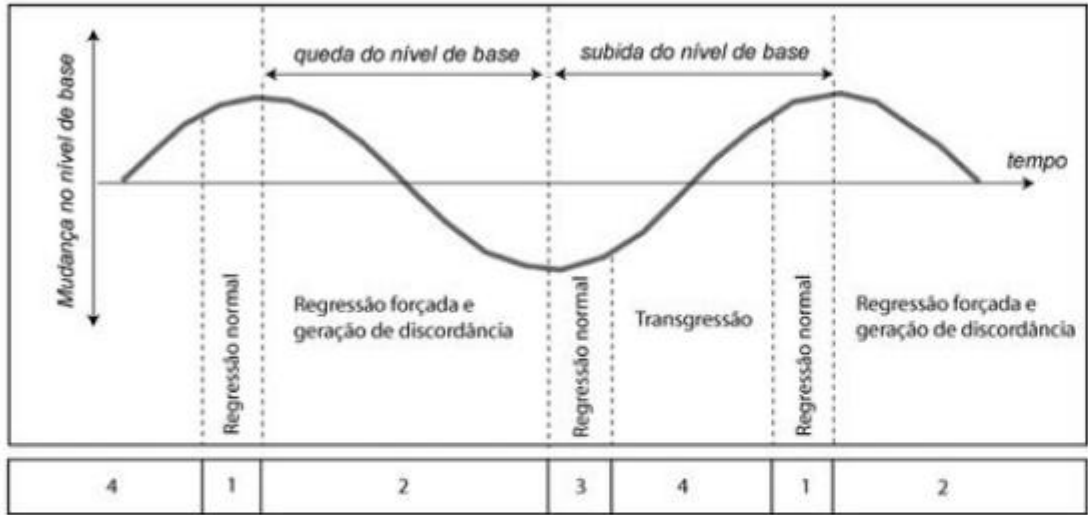



Figura 8.2 Ciclo de variação do nível de base e regime sedimentar durante cada fase de desenvolvimento de uma sequência deposicional. O ciclo completo envolve regressão normal (no final da subida do nível de base), regressão forçada (durante a fase de queda do nível de base), uma nova fase de regressão normal (durante a fase de nível de base baixo), e uma fase de transgressão (durante a subida do nível de base). Essas quatro fases levam ao desenvolvimento dos respectivos tratos de sistemas geométricos: 1 – Trato de sistemas de nível alto. 2 – Trato de sistemas regressivo. 3 – Trato de sistemas de nível baixo. 4 – Trato de sistemas transgressivo (modificado de Catuneanu, 2006).

As variações do nível de base, como mostradas na curva da figura 8.2, duram de centenas de milhares a milhões de anos e envolvem uma centena de metros de variação vertical, e são compostos por ciclos de subida e descida menores que compõem o ciclo maior. A estratigrafia de sequências procura reconhecer essas variações menores, que formam as chamadas *parassequências*, que são pacotes sedimentares marcados por uma pequena subida (i.é, uma superfície de inundação, depositando fácies marinhas) seguido por uma fase regressiva (i.é, uma pequena queda do nível de base, marcada por fácies cada vez mais costeiras) (figura 8.3).

Cada sequência deposicional é composta por um certo número de parassequências. Nas fases regressivas do ciclo deposicional, as parassequências são progradantes, isto é, se empilham de um modo que denota um claro avanço do sedimento para dentro da bacia. Já nas fases transgressivas, o contrário ocorre: as parassequências se empilham de modo dito retrogradante, denotando o recuo da linha de costa em direção ao continente. É a análise do padrão de empilhamento das parassequências que permite ao estratígrafo definir o que está acontecendo na bacia e definir os tratos de sistemas. Esta é uma ferramenta básica para a análise estratigráfica e tem importantes reflexos na distribuição e preservação dos fósseis na coluna sedimentar, como será discutido adiante.

A nova visão estratigráfica tem implicações diretas e fundamentais na maneira de conduzir a análise paleontológica, e recomenda-se um aprofundamento no assunto para o paleontólogo que pesquisa em áreas como a paleoecologia e a bioestratigrafia. Contudo, mesmo com base apenas nos rudimentos acima fornecidos, pode-se discutir a importância que a correta compreensão da estratigrafia tem para o paleontólogo. Para tanto, aqui serão apresentados e discutidos modelos teóricos do controle estratigráfico sobre os acúmulos fossilíferos, seguidos de alguns exemplos de aplicação da ferramenta da estratigrafia de sequências no estudo de fósseis brasileiros.

Figura 8.3 Uma progradação normal (A) é seguida por um pulso transgressivo (B), que cobre grande parte da área costeira com sedimentos de *offshore*. Após o evento transgressivo, a progradação normal continua (C). Desta forma, geram-se pacotes de sedimentos delimitados por superfícies de inundação – as parassequências (modificado de Van Wagoner *et alii,* 1991).

Um Modelo Teórico do Controle Estratigráfico sobre a Distribuição de Fósseis em Sistemas Parálicos

No momento em que se assume que o registro sedimentar pode ser analisado sob a ótica da estratigrafia de sequências, utilizando-se conceitos como o das parassequências e dos tratos de sistemas organizados dentro de sequências deposicionais, fica claro que a distribuição dos fósseis e suas assinaturas tafonômicas, na coluna sedimentar, tem forte controle sedimentar.

Para demonstrar isso, a seguir será desenvolvido um modelo teórico de distribuição de microfósseis marinhos, em um dado ponto de uma bacia sedimentar.

Assume-se que um organismo hipotético tenha a sua distribuição normal, segundo a curva mostrada no gráfico da figura 8.4A: a população hipotética ocupa preferencialmente águas entre 20 e 30 metros de profundidade. Fora dessa faixa batimétrica, o número de indivíduos diminui rapidamente, resultando uma curva gaussiana ou de distribuição normal. Define-se assim uma zona ideal de ocorrência do organismo no perfil costeiro-marinho (figura 8.4B). Em termos estratigráficos, o organismo habita o topo da primeira parassequência do modelo, designada de PS 1 na figura mencionada.

Assume-se agora que a profundidade d'água aumenta através de três pequenos pulsos transgressivos, causando a geração de parassequências (figura 8.4C). Deste modo, no final do ciclo hipotético existem quatro parassequências com um padrão retrogradacional de empilhamento. Na área onde antes havia a lâmina d'água ideal para o desenvolvimento do organismo em questão, agora a profundidade é cada vez maior. A zona ideal para ocorrer o organismo em questão se desloca na medida em que o nível de base aumenta (figura 8.4C). Analisando-se uma determinada porção na bacia (p. ex. um furo de sondagem), se constatará que a abundância do organismo diminui na medida em que os pulsos transgressivos se sucedem. O abrupto aumento da lâmina d'água (= início da parassequência) irá diminuir a ocorrência do organismo, mas na medida em que a sedimentação progradante da parassequência se desenvolve, ele voltará a ocorrer em maior quantidade, embora não nos patamares da abundância antes do pulso transgressivo. Isto ocorrerá em cada início de parassequência, de modo que o registro visto no furo de sondagem mostrará uma coluna sedimentar onde a abundância do organismo diminui aos pulsos até desaparecer (figura 8.4D).

Normalmente, é nesse nível de desaparecimento que o paleontólogo marca uma linha e interpreta um evento de extinção, marcando, por exemplo, o topo de uma biozona. Contudo, na realidade o organismo não desapareceu nem foi extinto, apenas seu registro foi afetado pelo controle estratigráfico.

Dentro da ótica da estratigrafia de sequências, o organismo está contido em sedimentitos de um trato de sistemas transgressivos. O conhecimento prévio sobre o tipo de deposição que está analisando permitirá ao paleontólogo interpretar corretamente a "extinção" ou o "desaparecimento" do organismo. Da mesma forma, ele não ficará surpreso se o organismo eventualmente reaparecer mais acima na coluna sedimentar ("Efeito de Lázaro" ou "Táxon Lázaro"), uma vez que saberá que depois do trato transgressivo a sedimentação será novamente regressiva, dentro do trato de sistemas de nível alto.

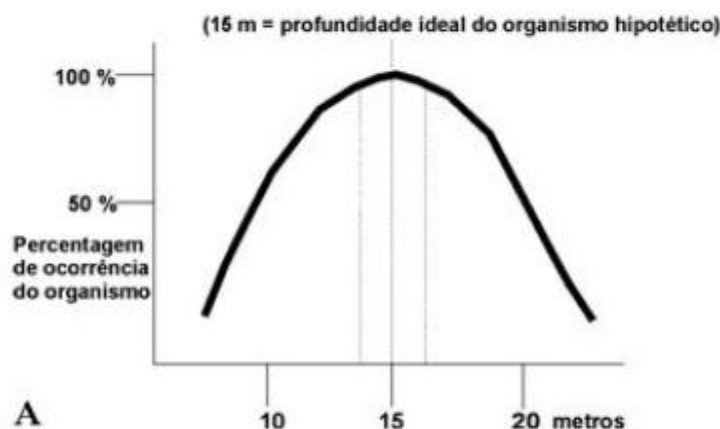



Figura 8.4 (A) Distribuição hipotética de um táxon marinho bentônico, com uma faixa de profundidade ideal, onde a maioria da população se encontra.

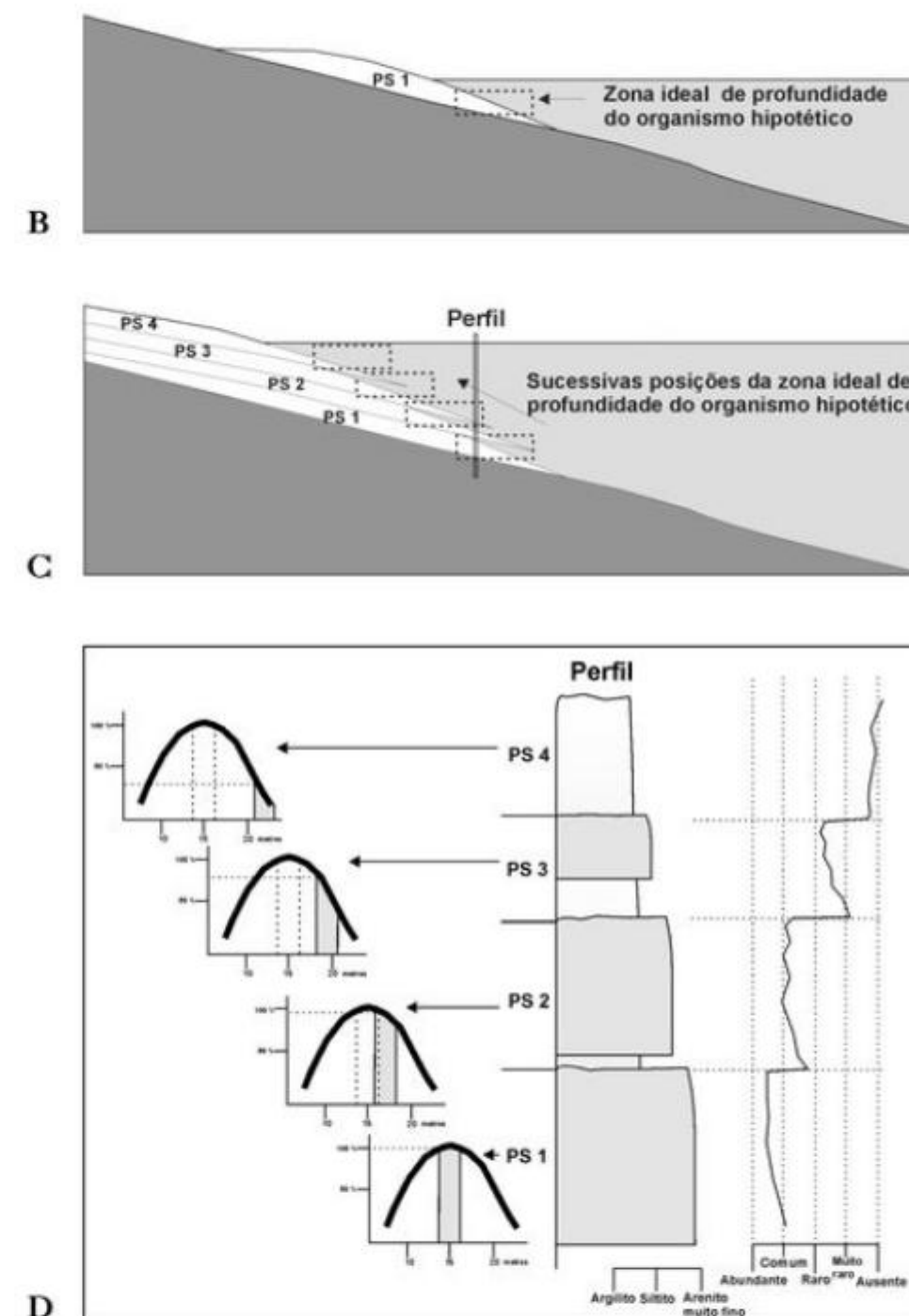
(Continua)

(Continuação)

Figura 8.4 (B) No perfil marinho, a distribuição ideal define uma zona de profundidade do organismo bentônico (PS = parassequência). Variando o nível de base, vai variar essa zona. (C) A subida do nível de base gera um pacote de parassequências retrogradantes. Um furo de sondagem (ou perfil de campo) no local indicado mostraria um perfil litológico e uma distribuição do organismo na coluna conforme mostrado em: (D) Nos limites das parassequências, ocorreria uma queda na abundância do organismo, e ao longo de toda a coluna sedimentar, uma gradual diminuição na sua abundância, até seu desaparecimento completo, por causa do deslocamento da faixa de profundidade, conforme indicado nos histogramas.

A discussão acima é uma simplificação de uma ideia desenvolvida por Holland (1995a). O autor simulou, com ajuda de um programa de computador, algumas variações no nível de base e analisou a provável distribuição dos fósseis marinhos dentro da coluna sedimentar gerada pela simulação, trabalhando com 50 *taxa* hipotéticos, cada um tendo a sua curva de distribuição e sua zona ideal de ocorrência. Posteriormente, o autor simulou dois ciclos completos de variação do nível de base, obtendo duas sequências deposicionais de 3,5 milhões de anos, com um trato de nível baixo pouco espesso, um trato transgressivo com duas parassequências e um trato de nível alto com seis parassequências (figura 8.5).

Nota-se que os picos de primeiro aparecimento coincidem com a formação inicial das sequências e com o início dos tratos transgressivos, enquanto os de último aparecimento ocorrem no final dos tratos transgressivos. Holland (1995a) realizou várias outras simulações com esse modelo, introduzindo um gradiente tafonômico (preservação tendenciosa em favor de determinado ambiente), um gradiente de diversidade e de euritopia/estenotopia e, em todas as simulações, o controle estratigráfico sobre o padrão de distribuição fossilífera é evidente.

Os ainda poucos estudos que existem sobre esse assunto indicam que o modelo de Holland (1995a) é aplicável ao registro fossilífero "real". O próprio autor aplica o modelo a uma sucessão sedimentar do Ordoviciano de Indiana (USA), onde o controle estratigráfico parece claro (figura 8.6): a distribuição estratigráfica de 230 espécies de invertebrados marinhos não é uniforme nem aleatória, mas apresenta-se controlada pelas superfícies de inundação que delimitam os tratos de sistemas das sequências C1 a C6. Conforme visto mais adiante, nesse capítulo, estudos em desenvolvimento na seção devoniana da Bacia do Paraná, com base em macroinvertebrados marinhos, parecem suportar as observações do autor (vide, entretanto, Kowaleswki *et alii*, 2002, para problemas de comparação entre a distribuição batimétrica e a determinação de zonas ideais de ocorrência entre braquiópodes articulados, viventes e os fósseis, segundo os estudos de S. Holland).

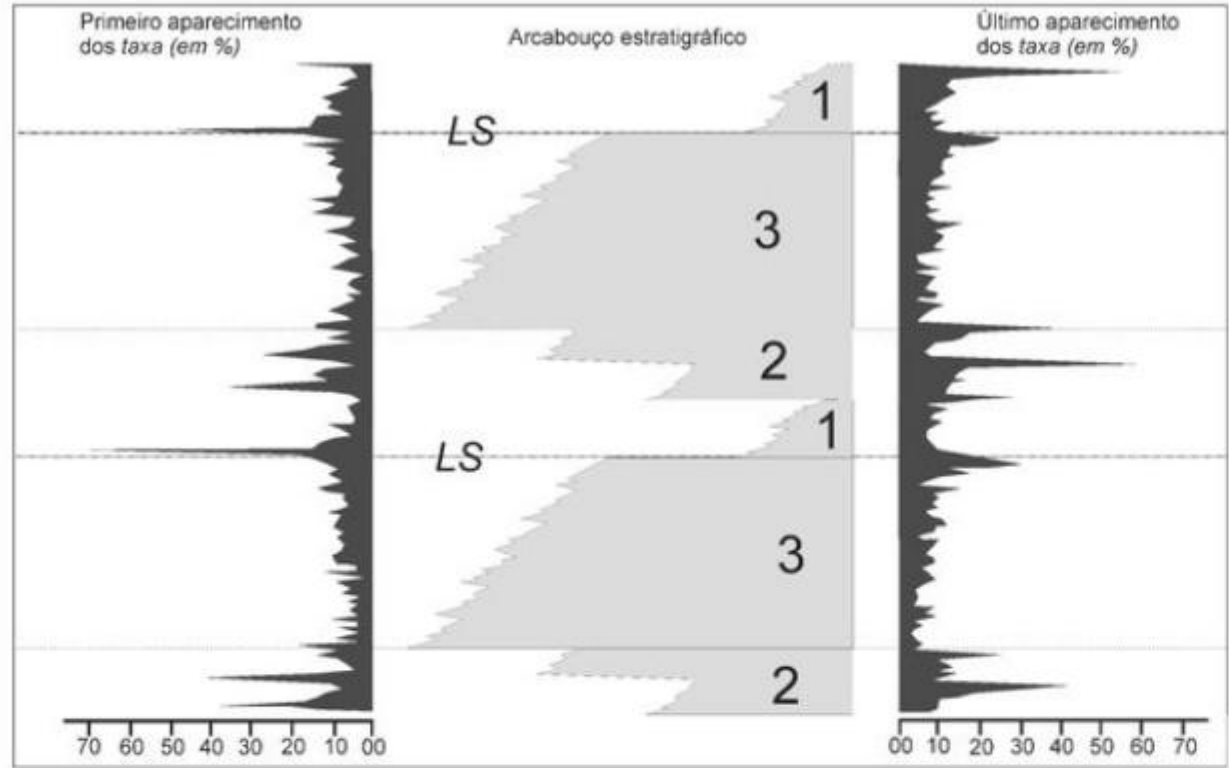



Figura 8.5 Resultado da simulação de Holland (1995a): primeiras e últimas ocorrências dos *taxa* apresenta nítido controle estratigráfico. Notar em especial a forte incidência de primeiros aparecimentos após os limites de sequências e de últimos aparecimentos nos tratos de sistemas transgressivos. LS = Limite de sequências. 1 = Trato de sistemas de nível baixo. 2 = Trato de sistemas transgressivo. 3 = Tratos de sistemas de nível alto.

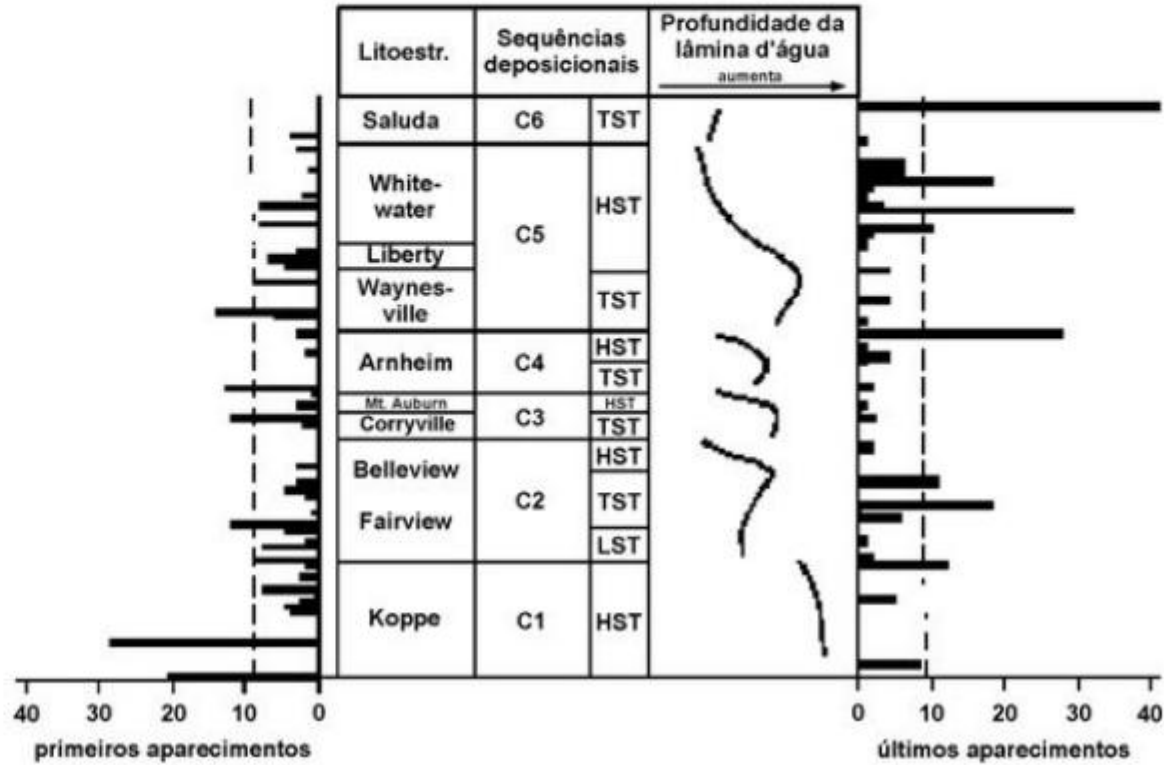



Figura 8.6 Primeiras e últimas ocorrências em uma seção Neo-Ordoviciana em Indiana (USA), segundo Holland (1995a). Notar o controle estratigráfico sobre a distribuição dos fósseis. HST = trato de sistemas de nível alto (*highstand systems tract*). LST = Trato de sistemas de nível baixo (*lowstand systems tract*). TST = Trato de sistemas transgressivo (*transgressive systems tract*).

As relações de dualidade entre as características tafonômicas e paleoecológicas de concentrações fossilíferas geradas em depósitos marinhos de bacias intracratônicas e a Estratigrafia de Sequências, foram amplamente discutidas por Brett (1995, 1998).

Brett & Baird (1992), por exemplo, pesquisaram uma seção do Paleozoico Superior (Grupo Hamilton) de Nova York (USA), onde as faunas estudadas revelaram-se relativamente estáveis morfológica e taxonomicamente por períodos muito longos e, rapidamente, passam por grandes modificações morfológicas e ecológicas. Os níveis onde isso ocorre correspondem às superfícies de inundação (= limites de parassequências) de tratos transgressivos.

O estudo de Wignall (1993) sobre a extinção permotriássica revela que esse grande evento biótico ocorreu em vários pulsos. Todos esses pulsos coincidem com superfícies de inundação em tratos transgressivos. Não se quer discutir ou duvidar da extinção, mas questionar a sua velocidade ou *taxa* de extinção (= número de gêneros ou famílias que se extinguem por unidade de tempo), ou seja, precisa-se ter em mente que o controle estratigráfico pode realçar ou obliterar um evento biótico porque controla seu registro na rocha.

Fica assim demonstrado que existe um efetivo controle estratigráfico sobre a preservação dos organismos fósseis no registro sedimentar. Essa conclusão não é nova para a Paleontologia, mas a maneira de interpretar a distribuição e, principalmente, os primeiros e últimos aparecimentos de *taxa* na coluna sedimentar é inteiramente renovada pela ótica da estratigrafia de sequências, demonstrando que o paleontólogo precisa de um arcabouço estratigráfico genético confiável para fazer suas interpretações bioestratigráficas e evolutivas com segurança.

Um Modelo Teórico do Controle Estratigráfico sobre a Distribuição de Fósseis em Sistemas Fluviais

Sistemas fluviais, como um todo, variam em termos de quantidade e distribuição da descarga (grandes rios *x* pequenos riachos, rios efêmeros, perenes ou sazonais e outros padrões), o número de canais ativos e sua sinuosidade, entre outros fatores. Esses fatores determinam as assembleias de fácies e os elementos arquiteturais que serão preservados. Desta forma, todos os restos de vertebrados depositados nos ambientes fluviais (canais, barras em pontal, depósitos de *crevasse* e planícies) também serão afetados pelos mesmos processos geológicos que controlam a deposição dos sedimentos.

A preservação dos depósitos sedimentares e, por conseguinte, dos fósseis contidos nele dependem principalmente da criação de espaço de acomodação, pois este é o principal mecanismo controlador da preservação de sedimentos, tanto em contexto continental como em depósitos marinhos. Conforme discutido acima, por "espaço de acomodação" entende-se o espaço disponível para potencial acúmulo de sedimentos. Para que se crie ou se destrua espaço de acomodação, é necessário que haja variação do nível de base estratigráfico (superfície acima da qual há erosão e abaixo pode haver acumulação e soterramento) ao longo do tempo. Para depósitos aluviais, o nível de base estratigráfico é determinado pelo comportamento do **perfil de equilíbrio**, que pode ser considerado como representativo do balanço entre erosão e deposição. A criação de espaço, e consequentemente a acumulação fluvial, ocorrerá quando há subida do perfil de equilíbrio, enquanto os processos de erosão estarão associados aos períodos de rebaixamento do perfil de equilíbrio (figura 8.7).

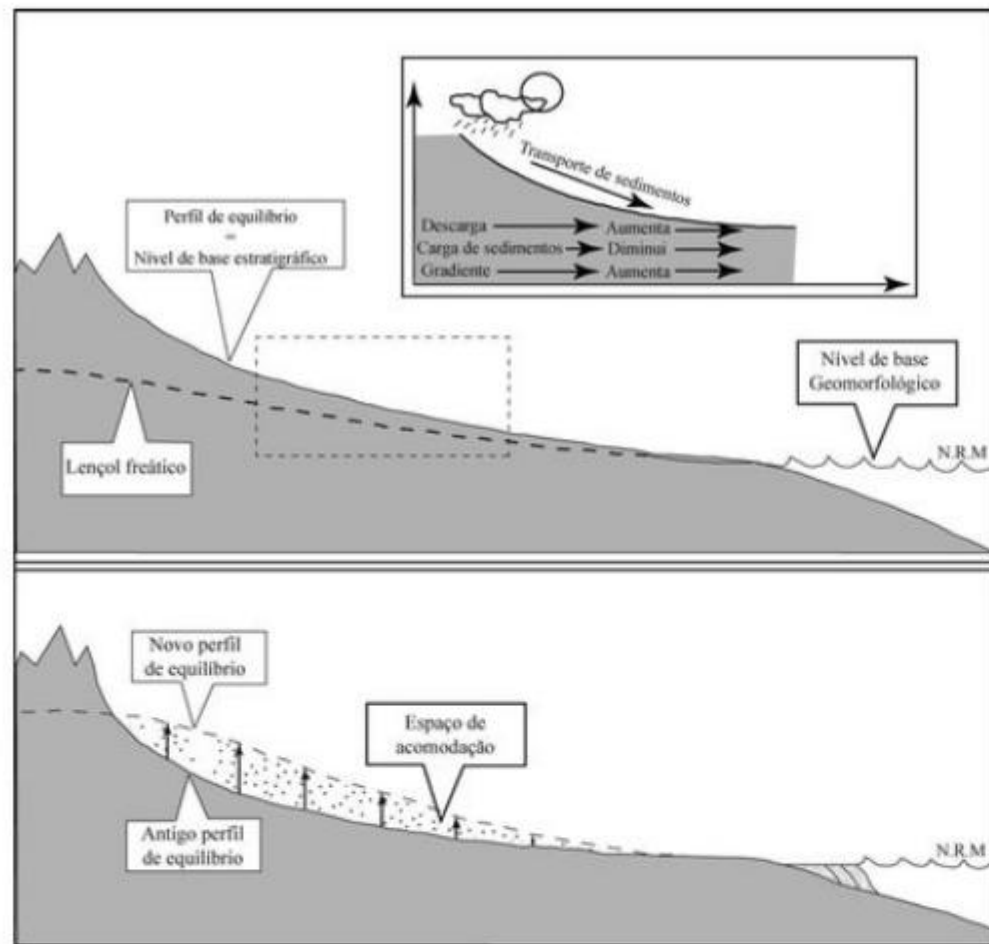



Figura 8.7 (A) Perfil de Equilíbrio (PE) de sistemas fluviais. O perfil de equilíbrio corresponde ao nível de base estratigráfico. (B) Modelo hipotético de criação de espaço de acomodação por subida do PE (modificado de Scherer, 2001).

O perfil de equilíbrio (PE) é controlado por fatores alocíclicos, como o clima, a tectônica e o nível relativo do mar (Miall, 1996). O clima tem forte influência na taxa de erosão e transporte de sedimentos e a variação de um clima árido (< erosão) para um clima mais úmido (> erosão) gerará agradação e, portanto, aumento do perfil de equilíbrio. A tectônica afeta diretamente o perfil de equilíbrio, já que os intervalos de subsidência ocasionam uma subida do mesmo, possibilitando a acumulação fluvial, enquanto os soerguimentos diminuem o PE, fazendo com que os canais fluviais erodam os sedimentos previamente depositados.

O nível relativo do mar (NRM) influencia diretamente o perfil de equilíbrio fluvial em bacias com conexão com o oceano. Períodos de queda do NRM diminuem o espaço de acomodação, gerando processos de erosão fluvial, enquanto os períodos de subida do NRM aumentam o perfil de equilíbrio, facilitando os processos de agradação.

Wright & Marriot (1993) foram um dos primeiros a discutir a relação entre acomodação e sedimentação fluvial. Os autores foram a fundo na ideia de que uma planície apresenta um limite na capacidade de acumular sedimentos. O espaço de acomodação para acumular sedimentos numa planície é controlado pela elevação do canal e da profundidade de seus bancos, portanto o nível de base ainda é o principal controlador da sedimentação em depósitos fluviais. Quando o nível de base é estacionário, os depósitos de planície rapidamente agradam e a acreção lateral substituirá a sedimentação agradacional e os canais se amalgamarão. Se o nível de base sobe, o aumento no espaço de acomodação favorece o acúmulo de sedimentos na planície e os canais se isolarão.

Baseado nestas premissas, Wright & Marriot (1993) propuseram um modelo arquitetural simples para sequências fluviais. Neste modelo, o trato de sistemas de nível baixo (TSNB) é caracterizado por canais amalgamados, de granulometria mais grossa. Durante a deposição inicial do trato de sistemas transgressivo (TST), a acomodação, ainda que crescente, é baixa o suficiente para produzir corpos arenosos amalgamados, enquanto a deposição no final do TST, devido à alta taxa de acomodação, leva ao desenvolvimento de corpos de canais isolados. Durante a deposição de sedimentos no trato de sistemas de nível alto (TSNA), o rápido decréscimo no espaço de acomodação é responsável pela nova formação de canais amalgamados e altas taxas de retrabalhamento da planície.

Um modelo similar é descrito por Olsen *et alii* (1995), onde a organização interna da sequência típica (figura 8.8) mostra lençóis de arenitos fluviais amalgamados na base (correspondente ao TSNB do modelo prévio de Wright & Marriot (1993), seguidos por uma sucessão de corpos arenosos isolados e dispersos que culminam em depósitos marinhos ou depósitos transgressivos mixoalinos. No topo, aparecem corpos arenosos amalgamados com granocrescência ascendente. Este modelo não trabalha com o antes discutido trato de sistemas regressivo e os depósitos formados durante a fase de regressão forçada, porque esses não podem ser identificados nos sistemas fluviais, apenas nos sistemas costeiros. Enquanto na porção inferior a formação de solos e de grandes depósitos de planície não é facilmente preservada, na porção média da sequência ideal (os TSTs do modelo de Wright & Marriot, 1993) existe um maior potencial de preservação, registrando as formas de leito e barras e uma grande preservação de depósitos finos. Na porção superior da sequência ideal, a diminuição no espaço de acomodação leva ao retrabalhamento e a uma grande amalgamação dos corpos arenosos e a uma menor preservação dos depósitos finos.

O papel da eustasia no controle da criação de espaço para que os canais fluviais se desenvolvam e se amalgamem foi bastante estudado por diversos autores (*e. g.*, Wright & Marriot, 1993, Olsen *et alii*, 1995; Koss *et alii*, 1994; Emery & Myers, 1996), enquanto outros (*e. g.*, Miall, 1996) defenderam o papel da tectônica como o principal fator controlador do nível de base e, consequentemente, da sedimentação aluvial. De qualquer maneira, o conceito básico da estratigrafia de sequência – **a variação do nível de base controla a acomodação** – é certamente aplicável aos estratos fluviais.

O conceito básico de um modelo para uma "estratigrafia de sequência fluvial" foi bastante discutido e melhorado (e. g. Blum & Price, 1998; Legaretta & Ulina, 1998 *apud* Holz & Simões, 2005), mas os tafônomos que trabalham com sistemas terrestres nunca discutiram apropriadamente a relação entre modo tafonômico de preservação e os controles de sedimentação fluvial como descrito pela estratigrafia de sequência. Tafônomos de vertebrados são cientes de que as tafocenoses terrestres preservadas em fácies fluviais apresentam um forte tendenciamento que afeta a distribuição vertical e a mistura temporal (Behrensmeyer & Hook, 1992).

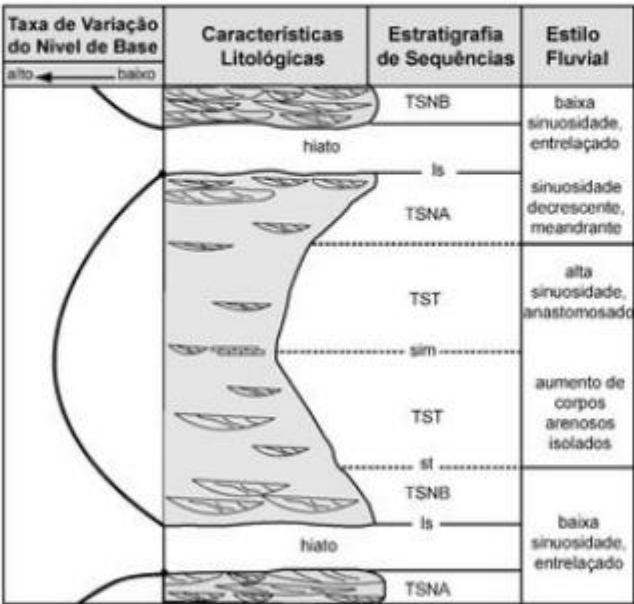



Figura 8.8 Sequência deposicional fluvial idealizada (modificado de Olsen *et alii*, 1995).

Este tendenciamento é introduzido pelo estilo deposicional dos depósitos de canal e de planície. Pode-se dizer, portanto, que o modo de preservação dos fósseis em sistemas fluviais é controlado pelo desenvolvimento das fácies de canal e planície, como resumido na tabela 3.4 do capítulo 3 deste livro (Tafonomia). Os subambientes do arranjo fluvial (canal, planícies) têm significados diferentes na taxa de sedimentação e características do canal, ocasionando diferentes assinaturas tafonômicas.

O desenvolvimento destes arranjos, ao contrário, é controlado pela variação do nível de base. Desta maneira, planícies bem drenadas *versus* mal drenadas e grandes corpos arenosos amalgamados *versus* pequenos corpos são questões abordadas pelo desenvolvimento de tratos de sistemas. Portanto, tanto a preservação tafonômica quanto a distribuição dos fósseis são função da mudança no nível de base. Neste contexto, sua preservação, bem como os registros de primeira e última ocorrência numa unidade estratigráfica, pode não ser biológica, mas sim controlada estratigraficamente, em uma maneira análoga à demonstrada por Holland (1995 a, b) para a distribuição de fósseis marinhos.

Desde que a assinatura tafonômica dos fósseis terrestres seja controlada pelo tipo de sistema fluvial, especula-se que as características das tafocenoses são previsíveis para cada sequência deposicional fluvial. Considerando-se uma assembleia hipotética representada por ossos coletados nos três principais arranjos fluviais (meandrante, anastomosado e entrelaçado), as características tafonômicas intrínsecas dessas concentrações podem ser controladas pela sua posição na sequência deposicional fluvial. Avulsão e *crevassing* dos canais fluviais são diretamente relacionados ao grau de desarticulação da tafocenose e também com o grau de mistura temporal. O aumento na amalgamação do canal reduz a articulação esqueletal, sendo esta a situação típica durante o TSNB e TSNA final (figura 8.9).

Desta forma, fica claro que o modo de preservação tafonômico é uma função do trato de sistemas onde se formou a tafocenose. Em depósitos de sistemas fluviais entrelaçados (Trato de Sistemas de Nível Alto Final e Trato de Sistemas de Nível Baixo), por exemplo, as concentrações de restos de vertebrados apresentarão muito mais restos desarticulados que os demais tipos de sistemas fluviais. Tal característica foi observada por Pereda-Suberbiola *et alii* (2000) para o Cretáceo da Península Ibérica e, ainda que os autores não tenham feito uma relação direta entre o trato de sistemas e o tipo de sistema fluvial resultante, afirmaram que as características tafonômicas da concentração de paleovertebrados do local podem ser consideradas como uma resultante direta do tipo de sistema fluvial.

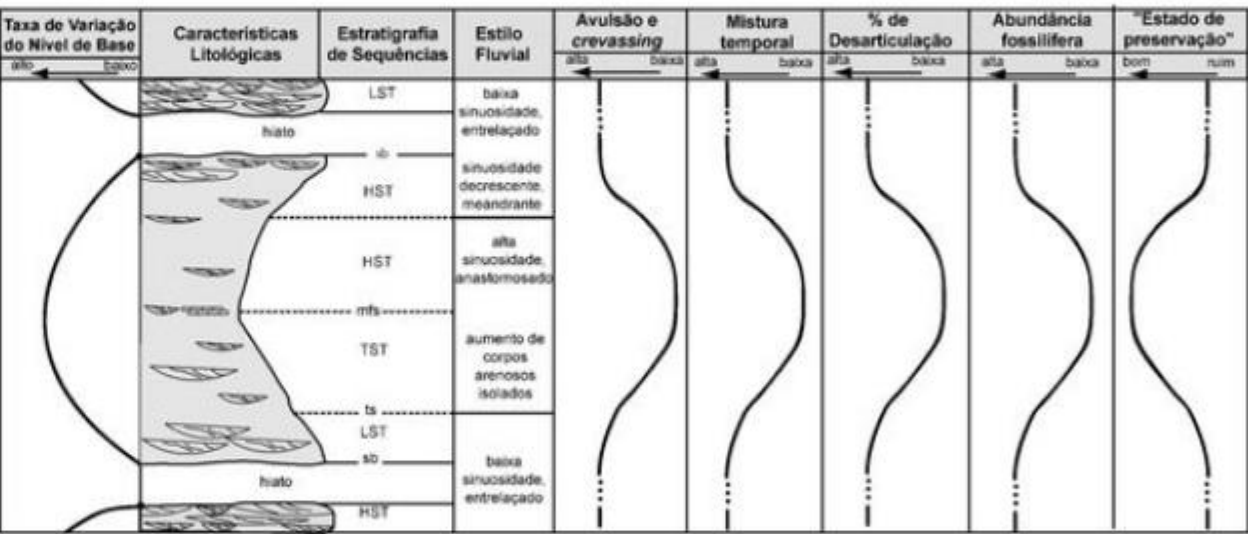



Figura 8.9 Relação entre o modelo de Olsen *et alii* (1995) e as características tafonômicas presentes nas assembleias fósseis (modificado de Holz & Simões, 2005). Durante períodos de desenvolvimento do trato de sistemas transgressivo, o aumento no espaço de acomodação dificulta a amalgamação dos canais e aumenta a deposição na planície, e o estilo fluvial varia de entrelaçado para anastomosado. Isto diminui a desarticulação e a mistura de elementos faunísticos, portanto, diminui a mistura temporal. Por outro lado, o aumento da amalgamação também aumenta o retrabalhamento de depósitos anteriores, condensando em um nível, elementos de diversas partes do sistema e com certa mistura temporal. Isto faz com que a abundância de fósseis se torne maior no TSNB e TSNA final, mas por outro lado, estado de preservação (peças inteiras, facilmente identificáveis morfológica e taxonomicamente) cai em proporção direta ao aumento da quantidade de fósseis.

Cook (1995) observou nas ***bonebeds*** do Grupo Wealden, do Cretáceo Inferior da Inglaterra, que as acumulações de vertebrados em ambientes fluviais de alta energia (entrelaçados) são caracterizadas por ossos fragmentados, com características de abrasão bem desenvolvidas, resultantes de vários ciclos de retrabalhamento pelo rio e soterrados como depósitos residuais nos canais. Nos ambientes de planície, de baixa energia, os elementos esqueletais são menos abradidos e fragmentados, mas mais intemperizados.

Viseras *et alii* (2006) estudaram a megafauna do afloramento Fonelas P-1, do Plioceno superior da Bacia de Guadix, na Espanha. Além das análises tafonômicas realizadas, a grande novidade do trabalho foi trazer informações detalhadas sobre a relação entre o tipo de preservação e o ambiente deposicional onde o material foi coletado. Para tanto, os autores levantaram um perfil vertical contendo todas as unidades estratigráficas relacionadas ao afloramento em questão, procurando identificar as litofácies e suas associações, bem como identificar os elementos arquiteturais para determinar a distribuição 3-D das litofácies e suas associações. Os autores identificaram o preenchimento desta bacia e a dividiram em dois setores: um leste, ocupado por um grande lago raso, que servia de nível de base para toda a bacia e uma porção oeste, dominada por sistemas fluviais, que eram drenados para este grande lago, a leste. Na região oeste foram preservados os restos da megafauna, em depósitos de planícies, cortados por canais de grande sinuosidade, interpretados como de sistemas fluviais meandrantes. Por fim, os autores concluem que o tipo de sistema fluvial (meandrante), com seu conjunto de fácies características, só se desenvolveu na região porque um grande lago raso serviu como nível de base.

Exemplos Brasileiros

Aqui serão apresentados alguns exemplos provenientes dos resultados obtidos a partir de pesquisas concluídas e em desenvolvimento, onde as ferramentas estratigráficas, tafonômicas e paleoecológicas são combinadas, para o entendimento do registro fóssil. Quatro casos serão discutidos, abrangendo grupos distintos (vegetais, invertebrados, vertebrados), em sucessões do Paleozoico e do Mesozoico.

A. Distribuição Estratigraficamente Controlada de Palinomorfos

Um dos primeiros trabalhos a vincular explicitamente o modelo da Estratigrafia de Sequências à preservação de palinomorfos foi o de Gregory & Hart (1992), que estabelece um modelo previsível para o registro de palinomorfos frente às mudanças no nível de base. Em outras palavras, eles trabalham com a metodologia da Estratigrafia de Sequências, estabelecendo um arcabouço cronoestratigráfico e confrontando o registro palinológico com este arcabouço.

Sumariamente, o modelo pode ser assim apresentado: nos tratos de nível baixo, o registro palinológico é dominantemente composto por formas terrígenas higrófilas até xerófilas, com componentes marinhos minoritariamente presentes; nos tratos transgressivos, a sedimentação é crescentemente represada na linha de costa e o registro palinológico na plataforma mostra um crescente teor de elementos marinhos e pólens de ambientes mesófilos-xerófilos, os quais podem ser dispersos pelo vento a grandes distâncias, e nos tratos de nível alto, devido à natureza dominantemente regressivos de seus depósitos, as formas marinhas diminuirão e o teor em pólens mostrará uma tendência ao enriquecimento em componentes hidrófilos e higrófilos.

Holz & Dias (1997) aplicaram o modelo à ocorrência de palinomorfos em uma sucessão do Permiano Inferior no nordeste do Rio Grande do Sul, em uma região que geologicamente representa uma parte da borda leste da Bacia do Paraná. Estes autores estudaram o registro palinomórfico de quatro grandes grupos: pólens, esporos, algas do gênero *Botryococcus* e formas do grupo *Acritarcha*, e o correlacionaram com o arcabouço estratigráfico obtido pela metodologia da Estratigrafia de Sequências (Holz, 1997). O registro palinomórfico foi plotado na forma de uma curva percentual, tendo ao lado o arcabouço da Estratigrafia de Sequências, com o intuito de testar se o registro palinológico é condicionado pelos tratos de sistemas e se as superfícies de inundação (ST e SIM) coincidem com modificações importantes no registro palinológico. O resultado foi bastante consistente, tendo sido demonstrado o controle das variações do nível relativo do mar sobre o registro de palinomorfos em praticamente todas as sondagens estudadas, mostrando que modelos preditivos como o de Gregory & Hart (1992) são válidos e aplicáveis em sedimentitos como os da sequência estudada. Os autores concluíram que a relação esporo/pólen é indicativa do nível relativo do mar, já que o teor de esporos tende a aumentar significativamente em períodos de mar baixo, enquanto os pólens têm seu registro mais significativo nos tempos de mar transgressivo e alto. A figura 8.10, por exemplo, mostra o comportamento do registro palinológico em um limite de sequências, evidenciando um grande aumento de esporos e concomitante decréscimo de pólen devido à variação de fácies característica de um limite deste tipo.

Em síntese, há uma clara correlação entre a distribuição de palinomorfos e o arcabouço estratigráfico, de modo que fica evidente que uma análise estratigráfica adequada é essencial para um perfeito entendimento do significado do registro palinológico.

B. Assinaturas Tafonômicas de Macroinvertebrados Bentônicos em um Trato de Sistemas Transgressivo

Para a seção Devoniana (Formação Ponta Grossa, ?Lockhoviano-Frasniano) da Bacia do Paraná na região de Jaguariaíva (Paraná), Simões & Ghilardi (2000) integraram a estratigrafia de sequências de Bergamaschi (1999) com dados paleoecológicos e tafonômicos de alta resolução. Os estudos indicam ser evidente que os invertebrados bentônicos, bem como as feições tafonômicas mostradas, não estão distribuídos aleatoriamente nos sedimentitos da Formação Ponta Grossa (Simões *et alii*, 2000, 2001; Ghilardi & Simões, 2001a, b). O registro estudado engloba sedimentitos gerados em ambiente plataformal distal (*offshore – shoreface* inferior) representando tempestitos muito distais (figura 8.11).

Esses sedimentos registram cinco sequências de terceira ordem (sequências, B, C, D, E e F de Bergamaschi, 1999). O exame das assinaturas tafonômicas de trilobitas, braquiópodes, moluscos biválvios e conulários, verificadas centímetro a centímetro, em um intervalo de 86 metros de espessura da Sequência B, registrando o trato de sistemas transgressivos da sequência, indica que:

a) macrofósseis são mais comuns e volumetricamente importantes, nos sedimentitos da base e da porção média/inferior do trato;

b) em direção ao topo, os macrofósseis tornam-se raros;

c) no topo, nos sedimentos que caracterizam a superfície de máxima inundação, que encerra esse trato de sistemas na área de estudo, os macrofósseis estão praticamente ausentes, ocorrendo apenas em camadas condensadas, ricas em conchas de braquiópodes inarticulados, preservados em concreções;

d) depósitos de sufocamento (*obrution deposits*), contendo macroinvertebrados bentônicos de infauna e epifauna, suspensívoros, preservados em posição de vida são notavelmente comuns no registro da porção média do trato de sistemas transgressivo (figura 8.12).

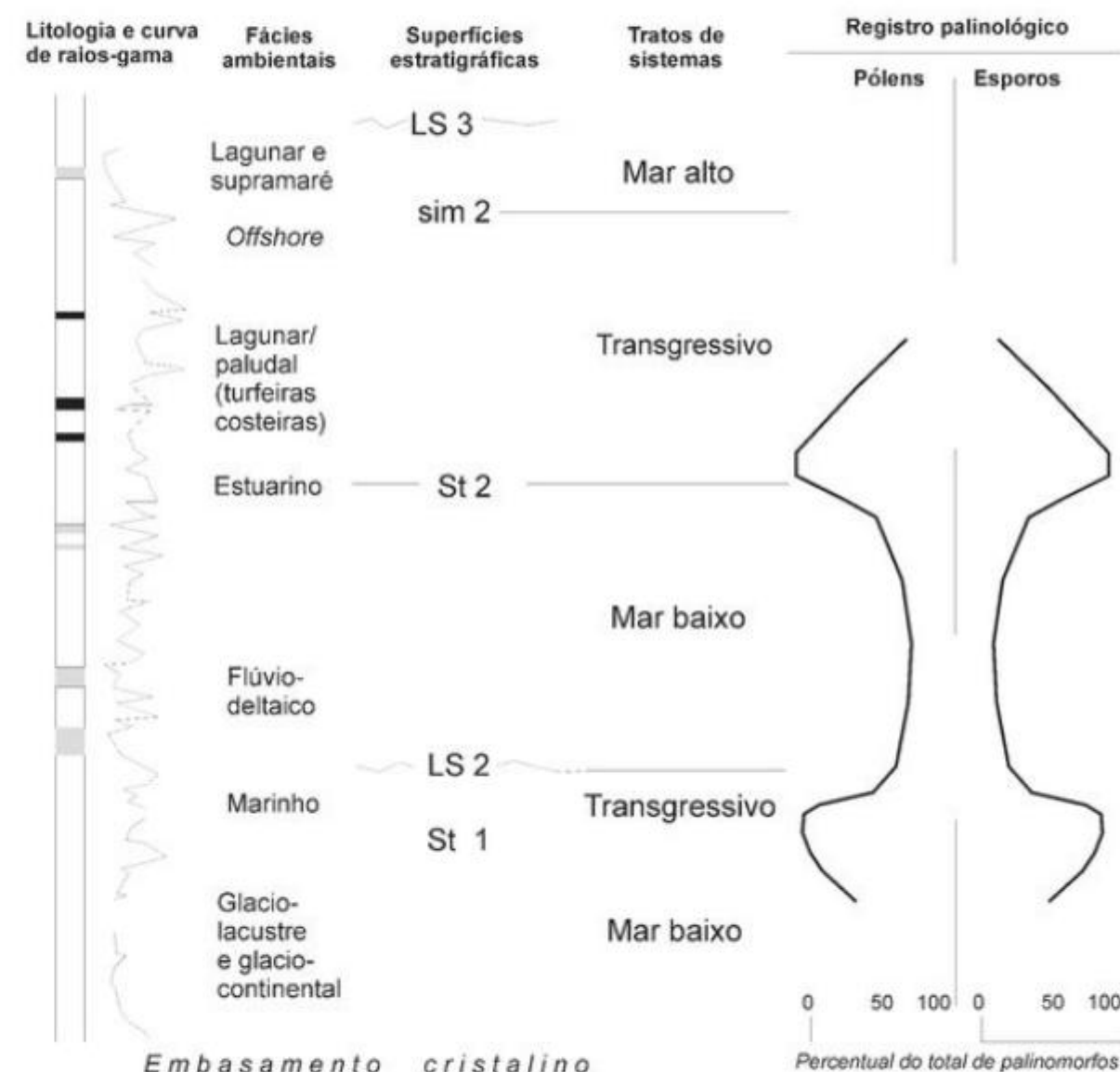



Figura 8.10 O registro de palinomorfos em uma sondagem do eopermiano da Bacia do Paraná no Rio Grande do Sul. Notar a inflexão das curvas junto ao limite de sequência identificado como LS 2 e à superfície transgressiva St 2 (modificado de Holz & Dias, 1997). Siglas: LS – Limite de Sequências; St – Superfície Transgressiva; Sim – Superfície de Inundação Máximo.

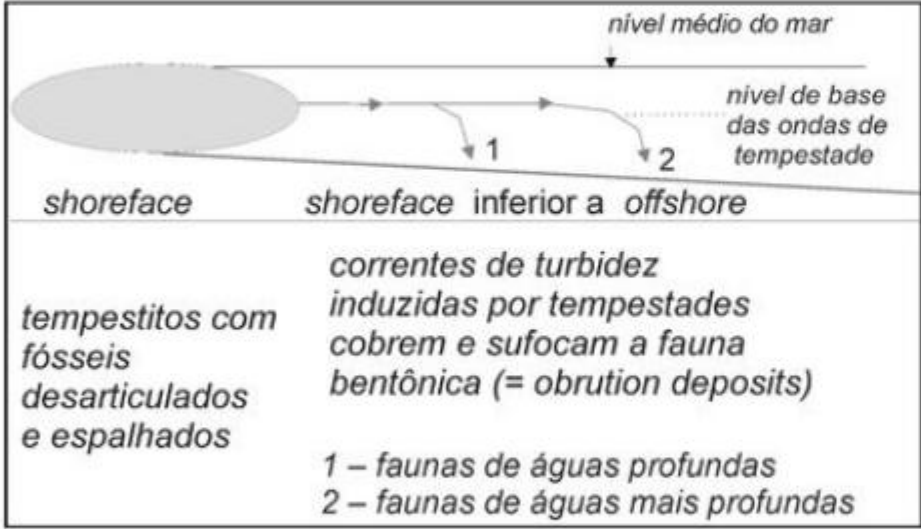



Figura 8.11 A zona de transição *shoreface* inferior – *offshore* é o ambiente de preservação da maioria dos fósseis da Formação Ponta Grossa. Os organismos eram soterrados por sedimentos provenientes de correntes de turbidez induzidas por tempestades (modificado de Simões *et alii*, 2002).

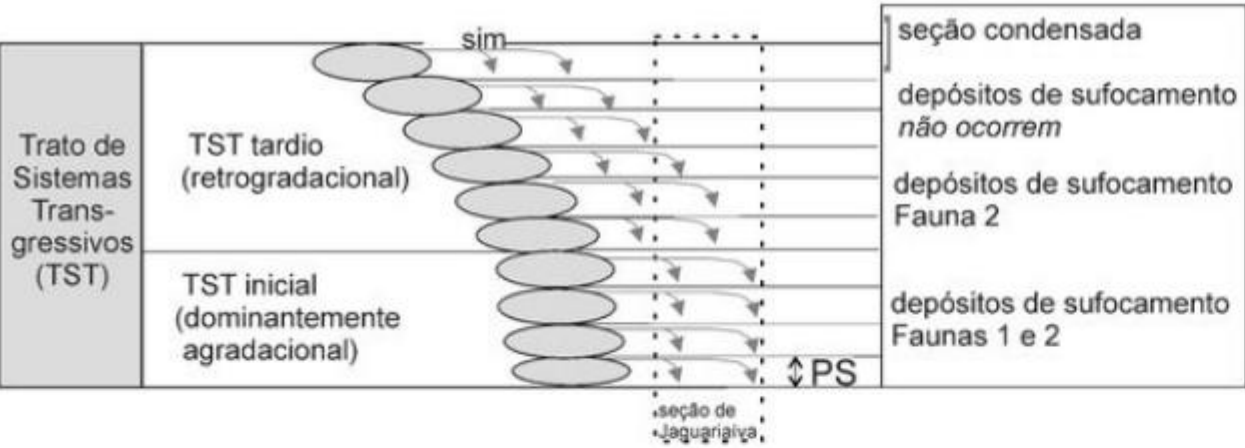



Figura 8.12 Uma seção do Membro Jaguariaíva (Formação Ponta Grossa) interpretada como representando um Trato de Sistemas Transgressivos: o aumento do regime retrogradacional é refletido pela ocorrência dos depósitos de sufocamento, cobrindo a fauna bentônica séssil com sedimentos finos trazidos por correntes de turbidez, induzidas por eventos de tempestades. Na última fase, com taxas de sedimentação extremamente baixas, o registro fóssil é escasso (modificado de Simões *et alii*, 2002).

De fato, o padrão observado aparentemente reflete o controle dos regimes sedimentares que caracterizam o trato de sistemas transgressivos (TST, figura 8.12). Inicialmente as taxas de sedimentação são relativamente baixas e o padrão de empilhamento é agradacional (início do TST). Assim, fósseis exumados, transportados ou retirados de sua posição de vida, predominam. O aumento do regime retrogradacional é refletido pela ocorrência dos depósitos de sufocamento, cobrindo a fauna bentônica séssil, suspensívora, (conulários, braquiópodes esperiferídeos) com sedimentos finos trazidos por correntes de turbidez, induzidas por eventos de tempestades, o único mecanismo capaz de levar substancial quantidade de sedimento para aquela região. Já na última fase do trato de sistemas transgressivo, predominam as condições de taxas de sedimentação extremamente baixas, porque nem as correntes de turbidez não alcançam mais aquela região mais distal. A consequência disso é anoxia, gerando seções condensadas (= pouco sedimento acumulado vasto período de tempo), marcadas por escasso registro fóssil, possivelmente como reflexo de condições de alto estresse ambiental e fundo pouco oxigenado, que marcam essa fase da história do devoniano paranaense, na seção de Jaguariaíva (Simões *et alii*, 2002).

C. Tafocenose de Vertebrados Formadas em Regime Marinho Transgressivo: o Exemplo dos Dinossauros do Cretáceo da Bacia de São Luís

Uma rica tafocenose de dinossauros ocorre na Formação Alcântara (Neocretáceo) da Bacia de São Luís. O afloramento fossilífero, um conglomerado chamado de "Laje do Coringa" no jargão local, fica na Ilha do Cajual, onde foi descoberto por Martins (1996) através da análise de fotografias aéreas. O conglomerado é composto por clastos quartzosos e de metamorfitos, imersos em matriz arenosa, onde se encontram também muitos fragmentos subarredondados a arredondados de fósseis, alguns atingindo 20 cm de comprimento. Uma descrição detalhada do conglomerado e da sistemática de seu conteúdo fossilífero foi apresentada por Medeiros & Schultz (2000), que dão destaque a fáunula dinossauriana (saurópodes e terópodes). Interessante é o registro de uma forma de tubarão (hibodontiformes) junto com a fauna reptiliana terrestre.

Holz *et alii* (2001) apresentam um modelo tafonômico para o sítio fossilífero *Laje do Coringa* e dos demais conglomerados fossilíferos encontrados na região de estudo. Os autores analisaram não apenas o lajeado fossilífero, mas os demais afloramentos na área próxima, em especial uma falésia próxima ao lajeado fossilífero e em direta correlação estratigráfica deste. A análise da geometria deposicional da ocorrência revelou descontinuidade de duas ordens de grandeza, definindo macroformas deposicionais em migração para S-SW. A figura 8.13 mostra o afloramento da falésia e sua arquitetura deposicional.

Na sucessão estudada reconhecem-se duas associações faciológicas, uma de arenitos estratificados (laminação plano-paralela, estratificação tangencial e *swaley*) interpretados como conjuntos de megaondulações (*tidal sand bars*) de um *flood tidal* delta; e outra de pelitos e arenitos rítmicos, representando o preenchimento de uma baía de maré (*subtidal bayfill*). É na base dos arenitos estratificados que ocorrem os conglomerados fossilíferos, do qual o mais expressivo é o da *Laje do Coringa*.

Interpreta-se que a região, na época da deposição das litofácies citadas, era dominada por um processo transgressivo, onde um complexo de maré (estuário lagunar?) estava em retrogradação para S-SW e sujeito a transgressões e retrabalhamento por ondas (figura 8.14).

As tafocenoses, portanto, foram preservadas dentro de um contexto marinho transgressivo e devem ser alóctones. Evidências de intenso retrabalhamento incluem:

1) mistura de elementos ósseos de animais de diferentes hábitats;
2) grau de fraturamento variável, incluindo desde ossos centimétricos fraturados até elementos ósseos triturados ao nível de "farinha de osso";
3) desgaste intenso mesmo dos elementos maiores, evidenciado por superfícies de arredondamento;
4) superposição de Grupos de Voorhies (= grupos de ossos de diferente transportabilidade em função da seleção hidráulica).

Isso indica que as ocorrências de conglomerados intraclásticos com fósseis terrestres representam eventos de queda do nível de base. Os fósseis foram aportados de um sítio muito distal em relação ao local onde foram definitivamente soterrados e fossilizados.

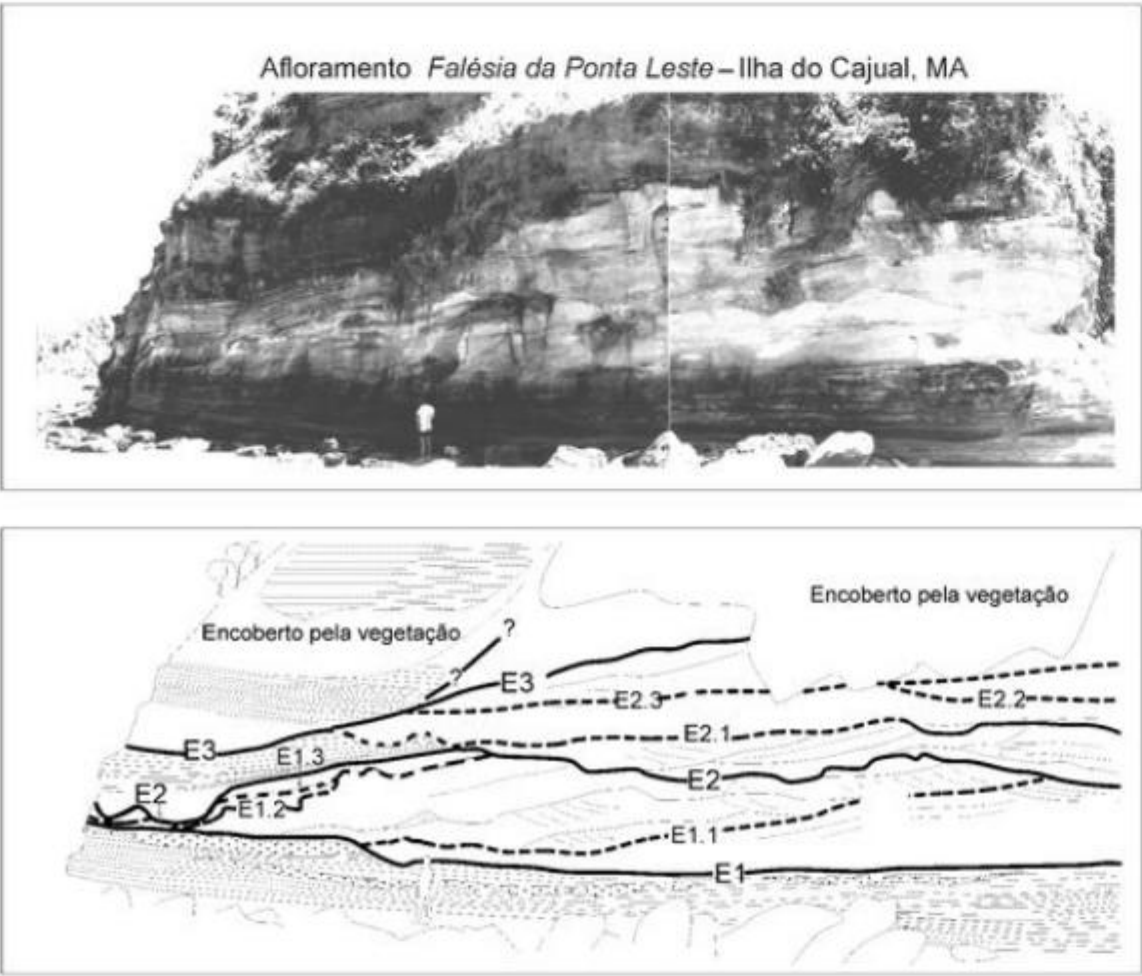



Figura 8.13 As tafocenoses de dinossauros da Formação Alcântara da Bacia de São Luís: afloramento característico da sucessão sedimentar onde ocorrem os conglomerados com fragmentos de ossos de dinossauros. As letras E1 a E3 designam as superfícies que definem a geometria sedimentar.

Durante essas quedas, os depósitos fluviais existentes em direção ao continente ficavam em boa parte acima do novo nível de base e eram erodidos, vindo a ser depositados mais distalmente, próximo à nova linha de costa, formando o complexo deposicional de mar baixo. Durante as transgressões subsequentes, esses depósitos eram retrabalhados pela ação das ondas e transformados em depósitos de ambientes transicionais e marinhos rasos (figura 8.15).

Essa interpretação tafonômica é condizente com a estratigrafia regional. A sedimentação da Formação Alcântara tem sido interpretada como sendo de preenchimento de vale inciso (Rossetti, 1998), ou seja, retratando a sedimentação de um vale escavado anteriormente durante queda do nível de base. Desse modo, pode-se afirmar que as tafocenoses estudadas representam um raro registro de fósseis de dinossauros preservados em uma sucessão de preenchimento transgressivo de um vale inciso.

O estudo desenvolvido permite duas conclusões:

1) do ponto de vista conceitual, pode-se concluir que a estratigrafia de sequências é uma ferramenta importante para o tafônomo, já que as tafocenoses são sempre produto dos mesmos processos que controlaram a deposição dos sedimentos;

Figura 8.14 A interpretação do ambiente deposicional que gerou as tafocenoses de dinossauros da Formação Alcântara da Bacia de São Luis.

2) a Laje do Coringa trata-se de um registro fossilífero altamente retrabalhado, cujos restos provém de um sítio que foi destruído durante ciclos de queda e subida do nível de base.

D. Estratigrafia de Sequências Aplicada na Análise da Tafocenose de Vertebrados do Triássico do Rio Grande do Sul e Implicações Bioestratigráficas

Teorizou-se antes que existe uma relação entre o desenvolvimento de uma sequência deposicional fluvial e a qualidade das tafocenoses a serem preservados. Essa questão pode ser sumarizada da seguinte forma: à medida que se aumenta o espaço de acomodação durante o trato transgressivo e o trato de nível alto inicial, o sistema fluvial variará de entrelaçado para anastomosado, e os depósitos dominantes estarão associados às planícies de inundação. Desta forma, a desarticulação por fatores hidráulicos diminuirá (mas a desarticulação permanece alta, devido à ação biogênica), também diminuindo a mistura temporal de faunas.

Por outro lado, durante o trato de nível alto e o de nível baixo, o pouco espaço de acomodação faz com que haja o amalgamento dos canais (resultando em sistemas entrelaçados) e consequentemente retrabalhamento de seus próprios depósitos, aumenta consideravelmente a desarticulação, a fragmentação e mistura temporal das faunas encontradas nestes depósitos.

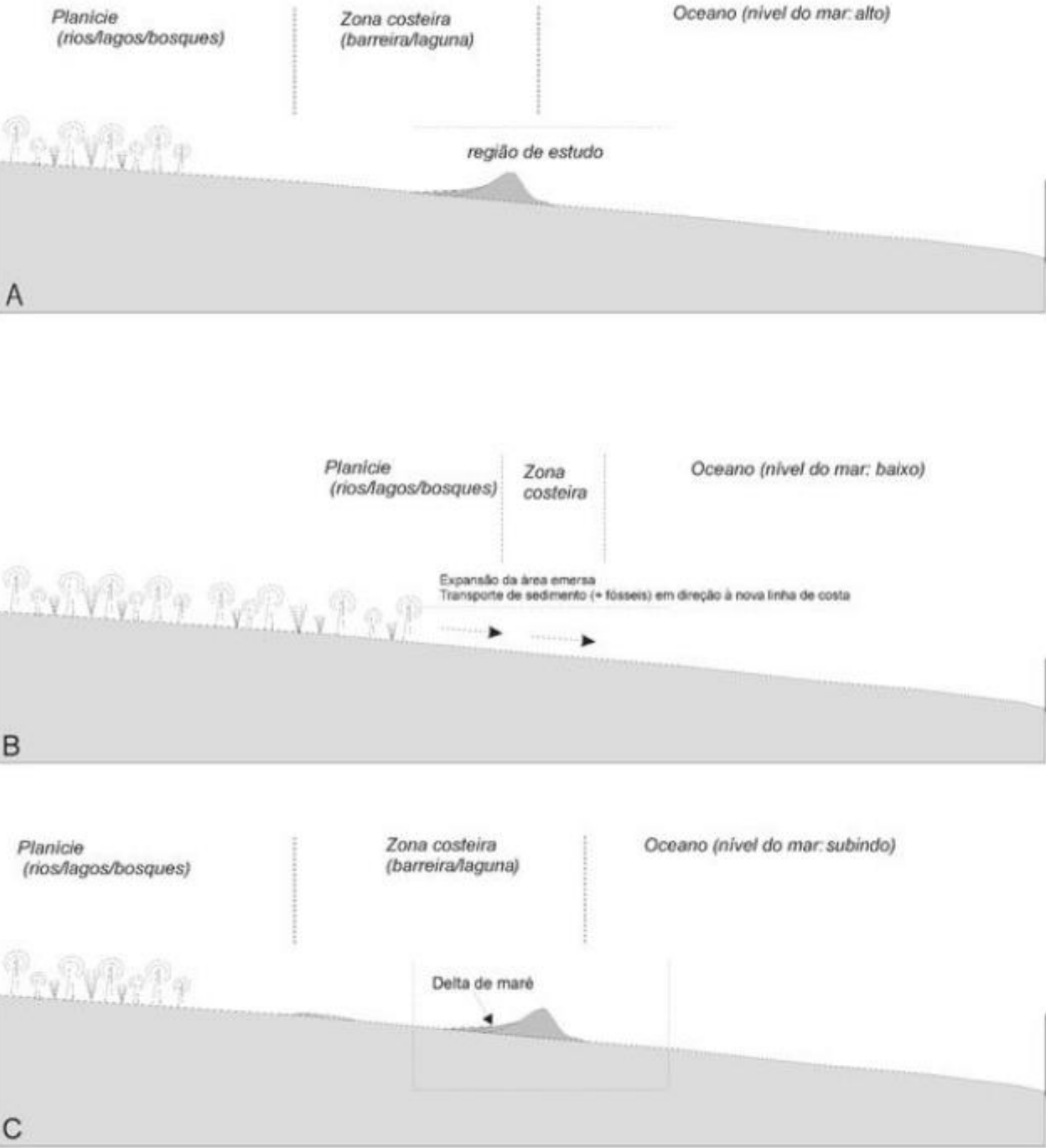



Figura 8.15 A gênese dos conglomerados fossilíferos é vinculada a variações do nível do mar: (A) Os saurópodos e terópodos vivem na região a sudoeste, fora da região de estudo. (B) O nível do mar cai, expondo grande faixa continental à erosão, mobilizando sedimento e restos orgânicos em direção à nova linha de costa. (C) O nível do mar sobe novamente, instalando um sistema de estuário lagunar retrogradante. Os restos orgânicos são remobilizados e ficam preservados na base das barras de marés, lugar de mais alta energia nesse tipo de sistema deposicional.

O Triássico do Rio Grande do Sul serve como exemplo para se comparar estas concepções, já que a proposta bioestratigráfica (figura 8.16) vigente é baseada em faunas de tetrápodes (principalmente terrestres). A validade destes biozoneamentos está relacionada diretamente com as características tafonômicas de cada Cenozona, que por sua vez são controladas pelo regime fluvial vigente na época da preservação.

Para se avaliar esta premissa, tafocenoses de vertebrados triássicos depositados em um sistema entrelaçado e em um anastomosado foram comparadas do ponto de vista tafonômico.

A Supersequência Sanga do Cabral (Eotriássico – Scytiano) apresenta de 50 a 100 m de espessura, e é formada principalmente por arenitos e conglomerados intraformacionais, interpretados como um sistema fluvial entrelaçado.

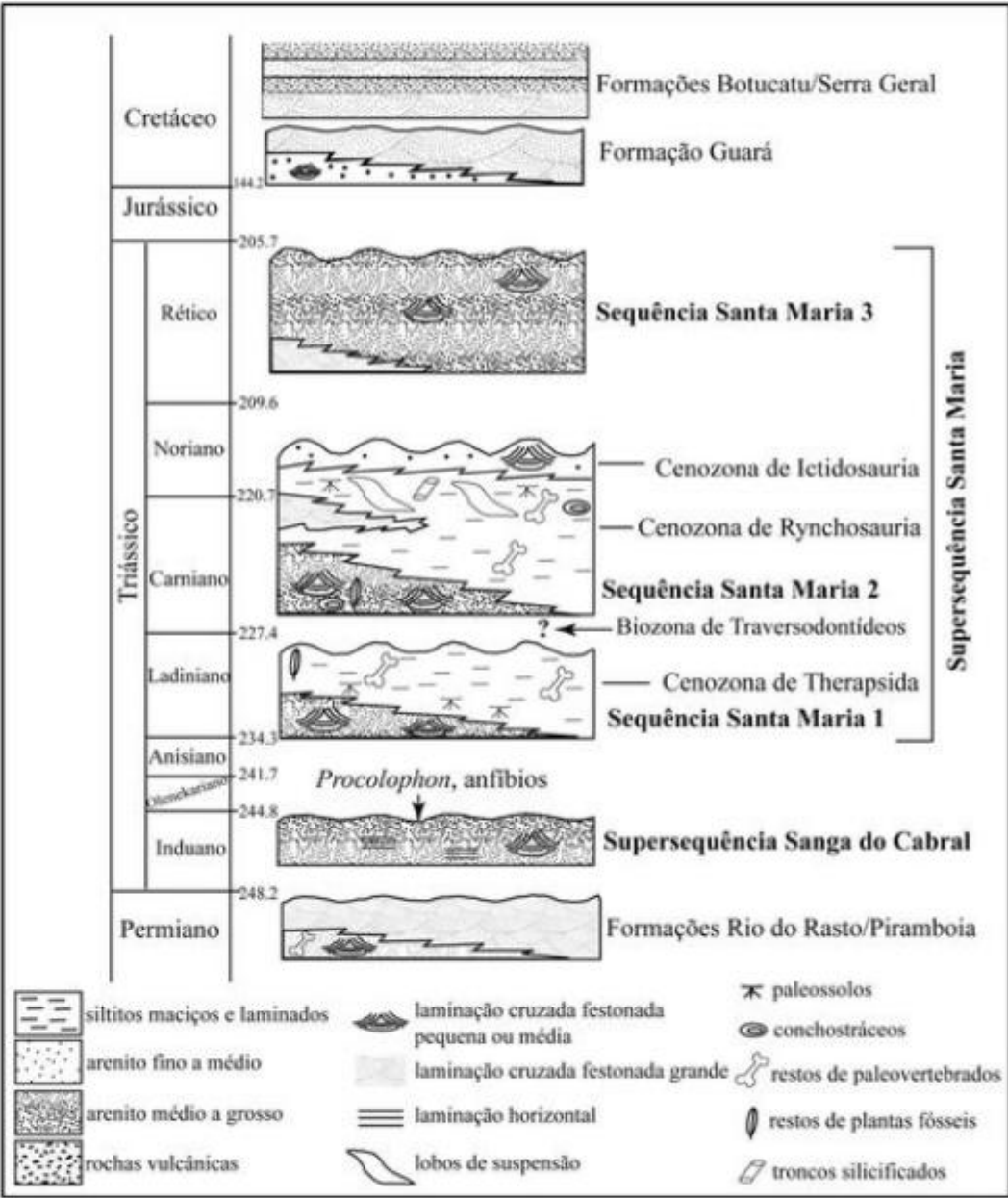



Figura 8.16 Diagrama cronobioestratigráfico das unidades Permo-Triássicas aflorantes no Rio Grande do Sul (modificado de Zerfass *et alii*, 2003).

A fauna fóssil é composta por anfíbios estereospôndilos, anfíbios temnospôndilos e procolofonídeos, além de alguns elementos esqueletais de terápsidos e diápsidos. A tafocenose é altamente desarticulada e fragmentada, com alto grau de abrasão (figura 8.17) e estas assinaturas são indicativas de um intenso transporte e retrabalhamento, caracterizando uma assembleia alóctone.

As evidências tafonômicas encontradas nesta tafocenose (Bertoni-Machado *et alii submetido*) indicam que faunas de diferentes hábitats foram misturadas e depositadas nos conglomerados intraformacionais, registrando, além da própria mistura de fauna, uma grande mistura temporal.

Já o intervalo do Triássico Médio (Ladiniano/Noriano), representado pelas Sequências Santa Maria I e II (de Zerfass *et alii*, 2003) apresenta um pacote de até 200 m de espessura e é interpretado como um sistema fluvial anastomosado, devido aos extensos depósitos de argilitos avermelhados, característicos de planícies fluviais, além de esparsos arenitos indicativos de corpos de canais.

Os fósseis encontrados nos depósitos de planície são compostos principalmente por cinodontes, dicinodontes e rincossauros, além de grandes arcossauros carnívoros. Os restos esqueletais são esparsos na matriz e altamente desarticulados, com ausência de abrasão (figura 8.18) devido ao transporte hidráulico ou ao retrabalhamento. Já o alto grau de desarticulação se deve à ação biogênica de predadores e necrófagos (Holz & Barberena, 1994; Bertoni-Machado & Holz, 2006; Martinelli, 2007; Bertoni-Machado *et alii*, no prelo).

Tais características evidenciam que a tafocenose preservada nos depósitos de sistemas anastomosados das Sequências Santa Maria I e II são autóctones/parautóctones e apresentam menor mistura temporal. Assim, assume-se que as assembleias fósseis são paleoecologicamente representativas e que os registros de FAD (*datum* de primeira aparição) e LAD (*datum* de última aparição) são confiáveis como marcadores bioestratigráficos, permitindo assim correlações com unidades de mesma idade.

Com base nesta discussão, pode-se dizer que, de forma geral, nos depósitos de TSNA final e TSNB, onde os canais aparecem bastante amalgamados, gerando sistemas *braided*, o retrabalhamento constante aumenta a abundância fóssil, pois estes canais, ao migrarem e avulsionarem "coletam" todos os restos orgânicos encontrados no local, desde restos de animais recém-mortos a materiais pré-fossilizados, através do retrabalhamento de depósitos mais antigos. Só que este alto grau de retrabalhamento também acarreta numa diminuição do estado de preservação do registro fóssil, produzindo tafocenoses com grandes quantidades de materiais fragmentados, totalmente desarticulados e abradidos.

Por outro lado, o isolamento dos canais e a criação de grandes áreas de deposição de sedimentos nas planícies faz com que o retrabalhamento e o transporte hidráulico diminuam consideravelmente. Como nestas planícies "não acontece nada", a ação biogênica acaba sendo o principal agente transformador das tafocenoses, gerando assembleias autóctones, com menor grau de mistura temporal e maior qualidade do registro fóssil. Desta forma, a figura 8.19 busca resumir a discussão anterior e servir de modelo-base para futuras análises tafonômicas em depósitos de sistemas anastomosados e entrelaçados.

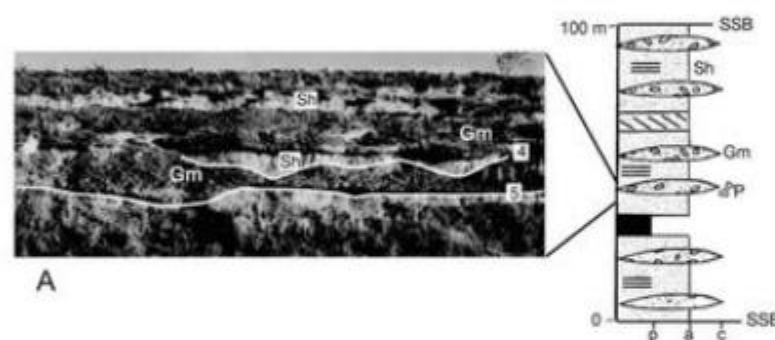



Figura 8.17 Em (A) perfil esquemático e foto ilustrando as principais características da Supersequência Sanga do Cabral. SSB = limite de sequência; P = subzona de *Procolophon*; Gm = conglomerados intraformacionais maciços; Sh = arenito com laminação horizontal; 5 = superfície limítrofe de quinta ordem; 4 = superfície limítrofe de quarta ordem. Em (B) elementos esqueletais de diversos *taxa*, altamente desarticulados e fragmentados, característicos da tafocenose de Sanga do Cabral.

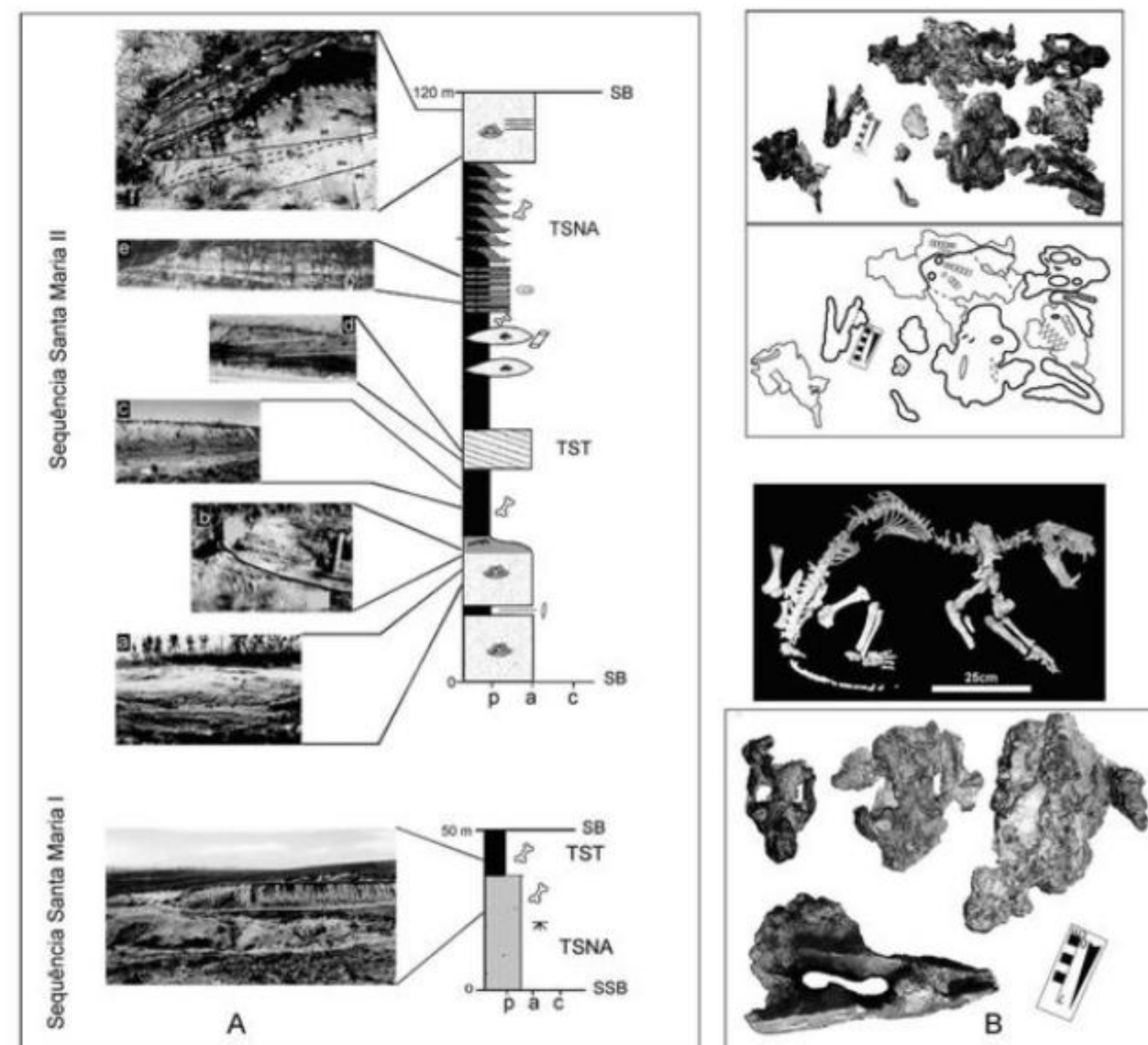



Figura 8.18 (A) Sequência Santa Maria: I – Perfil composto e fotografia ilustrando a SSM I. SSB = limite de supersequência; SB = limite de sequência; TSNB = Trato de Sistemas de Nível Baixo; TST = Trato de Sistemas Transgressivo. Sequência Santa Maria: II – Perfil composto e fotografia ilustrando a SSM II. SB = limite de sequência; TST = Trato de Sistemas Transgressivo; TSNA = Trato de Sistemas de Nível Alto; (a) arenito médio a grosso com estratificação cruzada festonada de pequeno a médio porte, relacionado a depósitos fluviais anastomosados do TSNB; (b) arenito com estratificação cruzada festonada e laminação cruzada cavalgante; (c) pelitos maciços relacionados a ambientes lacustres rasos do TST; (d) arenito com estratificação cruzada festonada de grande porte, relacionado a dunas eólicas do TST; (e) ritmitos relacionados a turbiditos lacustres do TSNA; (f) canais fluviais multiepisódicos do TSNA (modificado de Zerfass *et alii*., 2003). (B) Fósseis das Sequências SM I e SM II (não necessariamente em ordem estratigráfica), evidenciando a predominância de crânios e mandíbulas, característicos de desarticulação por ação biogênica. Poucos são os casos de restos completos articulados (modificado de Bertoni-Machado, 2008). Símbolos de acordo com a figura 8.16.

Sistema fluvial	Fator controlador	Característica geológica dominante	Tratos de sistema	Desarticulação	Transporte	Intemperismo	"Estado de Preservação do Registro Fóssil"	Mistura temporal
Anastomosado	Autogênico	Depósitos de planície	TST e TSNA (alta taxa de criação de espaço de acomodação)	Baixa por seleção hidráulica e alta por predação/ necrofagia	Pouco transportado autóctone e parautóctone	Dependerá do tempo de residência, podendo apresentar vários estágios	Bom	Baixa
Entrelaçado	Alogênico	Depósitos de canais	TSNB e TSNA final (baixa taxa de criação de espaço de acomodação	Alta, por seleção hidráulica	Altamente transportado parautóctone ou alóctone	Baixo, pois há pouco tempo de residência	Ruim	Alta

Figura 8.19 Resumo das características geológicas e tafonômicas encontradas nos depósitos discutidos no presente capítulo.

Portanto, conclui-se que a utilização da Estratigrafia de Sequências como ferramenta na predição das características tafonômicas e no refino das análises bioestratigráficas é de suma importância para a Moderna Tafonomia.

Conclusões

A Estratigrafia de Sequências é conceitual e metodologicamente imprescindível para o paleontólogo entender e interpretar corretamente o registro fossilífero. Essa ferramenta estratigráfica aplica-se em todos os campos da paleontologia e a fósseis preservados em todos os tipos de sistemas deposicionais, uma vez que atualmente já existem arcabouços conceituais para aplicação da Estratigrafia de Sequências não apenas a sistemas parálicos, onde na verdade ela nasceu, mas também a sistemas tão diferentes quanto o eólico e o fluvial. O paleontólogo, especialmente aquele que enfoca tafonomia, paleoecologia, bioestratigrafia e evolução deve, obrigatoriamente, apoiar suas observações em arcabouços estratigráficos provenientes da Estratigrafia de Sequências, a fim de realizar interpretações mais seguras e refinadas, uma vez que o efetivo posicionamento do fóssil na camada sedimentar ocorre com forte controle exercido pelos fatores estratigráficos, fatores que só a análise sob essa nova ótica pode elucidar e trazer à luz.

Referências

BEHRENSMEYER, A. K. & HOOK, R. W. 1992. Paleoenvironmental contexts and taphonomic modes. *In:* BEHRENSMEYER *et alii* (eds.). *Terrestrial Ecosystems trough Time*, p. 15-133.

BERGAMASCHI, S. 1999. *Análise estratigráfica do Siluro-Devoniano (Formação Furnas e Ponta Grossa) da sub-bacia de Apucarana, Bacia do Paraná, Brasil.* USP, São Paulo, SP. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, 167 p.

BERTONI-MACHADO, C. 2008. *Tafonomia de Paleovertebrados Em Sistemas Continentais do Estado do Rio Grande do Sul, Brasil, e do Departamento de San José, Uruguai.* Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 262 p.

BERTONI-MACHADO, C.; DIAS-DA-SILVA, S.; HOLZ, M. & SCHULTZ, C. L. *submetido.* Taphonomic signatures in braided fluvial settings: the example of the Sanga do Cabral Supersequence (Early Triassic, southern Brazil) vertebrate taphocoenosis. *Lethaia.*

BERTONI-MACHADO, C. & HOLZ, M. 2006. Biogenic fossil concentration in fluvial settings: an example of a cynodont taphocoenosis from the middle triassic of southern Brazil. *Revista Brasileira de Paleontologia, 9*(3): 273-282.

BERTONI-MACHADO, C.; SOARES, M. B.; KISLOWSKI, F. F. & DENTZIEN-DIAS, P. C. *no prelo.* Uma peculiar tafocenose controlada por ação biogênica no Triássico Médio do Rio Grande do Sul, Brasil. *Pesquisas em Geociências.*

BRETT, C. E. 1995. Sequence Stratigraphy, Biostratigraphy, and Taphonomy in shallow marine environments. *Palaios, 10*: 597-616.

BRETT, C. E. 1998. Sequence stratigraphy, Biostratigraphy, and taphonomy in shallow marine environments. *Palaios, 13*: 241-262.

BRETT, C. E. & BAIRD, G. C. 1992. Coordinated stasis and evolutionary ecology of Silurian-Devonian marine biotas in the Appalachian Basin. *In:* GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA ABSTRACT WITH PROGRAMS, v. 24, p. A139.

CATUNEANU, O. 2006. *Principles of sequence stratigraphy.* Elsevier, Amsterdam, 375 p.

COOK, E. 1995. Taphonomy of two non-marine Lower Cretaceous bone accumulations from southeastern England. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 116*: 263-270.

DOTT Jr., R. H. 1983. 1982 SEPM Presidential Address: Episodic Sedimentation – How normal is average? How rare is rare? Does it matter? *Journal of Sedimentary Petrology, 53*(1): 5-23.

EMERY, D. & MYERS, K. J. 1996. *Sequence stratigraphy.* Blackwell, Oxford, 297 p.

GHILARDI, R. P. & SIMÕES, M. G. 2001a. Taphonomy of the Devonian trilobites (Ponta Grossa Formation, Parana Basin, Brazil) in a sequence stratigraphy framework: some preliminary observations. *In:* THIRD INTERNATIONAL CONFERENCE ON TRILOBITES AND THEIR RELATIVES, Oxford, 2001, *Abstracts*, p. 29.

GHILARDI, R. P. & SIMÕES, M. G. 2001b. Devonian trilobites (Ponta Grossa Formation, Parana Basin, Brazil): paleoecology, taphonomy, and sequence stratigraphy. *In:* CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 17, SBP, Rio Branco, Acre, *Boletim de Resumos*, p. 112.

GILINSKY, N. L. & BAMBACH, R. K. 1987. Asymmetrical patterns of origination and extinction in higher taxa. *Paleobiology, 13*: 427-445.

GREGORY, W. A. & HART, G. F. 1992. Towards a predictive model for the palynologic response to sea-level changes. *Palaios, 7*: 3-33.

HOLLAND, S. M. 1995. The stratigraphic distribution of fossils. *Palaeobiology, 21*: 92-109.

HOLLAND, S. M. 1995b. Sequence stratigraphy, facies control and their effects on the stratigraphic distribution of fossils. *In:* HAQ, B. U. (ed.). *Sequence Stratigraphy and Depositional Response to Eustatic, Tectonic and Climate Forcing.* Dordrecht, Kluwer Academic, p. 1-23.

HSÜ, K. J. 1983. Actualistic Catastrophism. Address of the retiring President of the International Association of Sedimentologists. Sedimentology, *30*: 3-9.

HOLZ, M. 1997. Early Permian sequence stratigraphy and paleophysiography of the Paraná Basin in northeastern Rio Grande do Sul State, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências, 69*(4): 521-543.

HOLZ, M. 1998. Um breve histórico de conceitos fundamentais da estratigrafia moderna: sequências deposicionais e seus fatores controladores. *Pesquisas, 25*(1): 3-26.

HOLZ, M. & BARBERENA, M. C. 1994. Taphonomy of south brazilian triassic paleoherpetofauna: pattern of death, transport and burial. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 107*: 179-197.

HOLZ, M. & DIAS, M. E. 1998. Taphonomy of palynological records in a sequence stratigraphic framework: an example from the Early Permian Paraná Basin of Southern Brazil. *Review of Palaeobotany and Palynology, 99*: 217-234.

HOLZ, M.; MEDEIROS, M. A. & SCHULTZ, C. L. 2001. Tafocenoses de vertebrados formando resíduos transgressivos – o exemplo do sítio fossilífero "Lage do Coringa" do Neocretáceo da Bacia de São Luís no norte do Brasil. *In:* CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 17, 2001, Rio Branco. *Boletim de Resumos*, 2001, p. 36.

HOLZ, M. & SIMÕES, M. G. 2005. Taphonomy – overview of main concepts and applications to sequence stratigraphy analysis. *In:* KOUTSOUKOS, E. (ed.). *Applied Stratigraphy.* Netherlands: Springer, p. 249-278.

KOWALEWSKI, M. 1996. Time-averaging, overcompleteness, and the geological record. *Journal of Geology, 104*: 317-326.

KOWALEWSKI, M.; SIMÕES, M. G.; CARROLL, M. & RODLAND, D. L. 2002. Abundant brachiopods on a tropical, upwelling-influenced shelf (Southeast Brazilian Bight, South Atlantic). *Palaios, 17*: 274-283.

KUHN, T. S. 1989. *A estrutura das revoluções científicas*. Editora Perspectiva, 257 p.

MARTINELLI, G. 2007. *Concentrações biogênicas em sistemas fluviais, fácies de planície de inundação: Sítio Linha Várzea, um estudo de caso para o triássico sul-brasileiro*. Instituto de Geociências. Programa de Pós-Graduação em Geociências, Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 87 p.

MARTINS, F. J. C. 1996. *Levantamento de aspectos geológicos das regiões entre Alcântara e parte setentrional da Ilha de São Luis (NE da Bacia sedimentar de São Luís), Estado do Maranhão*. Instituto de Geociências. Programa de Pós-Graduação em Geologia, Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Rio de Janeiro, 129 p.

MEDEIROS, M. A. & SCHULTZ, C. L. 2000. Dinossauros do Cretáceo Médio do Maranhão. *In*: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE PALEOVERTEBRADOS, 2, Rio de Janeiro, 2000. *Boletim de Resumos*, p. 23.

OLSEN, T.; STEEL, R.; HOGSETH, K.; SKAR, T. & ROE, S. E. 1995. Sequential architecture in a fluvial succession: sequence stratigraphy in the Upper Cretaceous Mesaverde Group, Price Canyon, Utah. *Journal of Sedimentary Research*, B65(2).

PAYTON, C. P. (ed.). 1977. *Seismic stratigraphy – applications to hydrocarbon exploration*. American Association of Petroleum Geologists *Memoir*, 26, 516 p.

PEREDA-SUBERBIOLA, X.; ASTIBIA, H.; MURELAGA, X.; ELORZA, J. J. & GÓMEZ-ALDAY, J. J. 2000. Taphonomy of the Late Cretaceous dinosaur-bearing beds of the Laño Quarry (Iberian Peninsula). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 157*: 247-275.

ROSSETTI, D. F. 1998. Facies architecture and sequential evolution of an incised valley estuarine fill: the Cujupe Formation (Upper Cretaceous to ?Lower Tertiary), São Luis Basin, Northern Brazil. *Journal of Sedimentary Research, 68*(2): 299-310.

SCHERER, C. M. S. 2001. *Sedimentologia e Estratigrafia de Sistemas Fluviais e Eólicos*. Apostila. Programa de Pós-Graduação em Geociências, Estratigrafia, UFRGS, 94 p.

SIGNOR, P. W., III & LIPPS, J. H. 1982. Sampling bias, gradual extinction patterns and catastrophes in the fossil record. *In*: SILVER, R. T. & SCHULTZ, P. H. (eds.). *Geological implications of impacts of large asteroids and comets on the Earth. Geological Society of America, Special Papers, 190*: 353-371.

SIMÕES, M. G. & GHILARDI, R. P. 2000. Protocolo tafonômico/paleoautoecológico como ferramenta nas análises paleossinecológicas de invertebrados: exemplos de aplicação em concentrações fossilíferas do Paleozoico da Bacia do Paraná, Brasil. *Pesquisas em Geociências, 27*(2): 3-13.

SIMÕES, M. G.; GHILARDI, R. P.; SALES, A. M. F. & HOLZ, M. 2002. Sequence stratigraphic controls on the pattern of vertical distribution of taphonomic signatures: the Devonian of the Paraná basin, Brazil. *In*: *Gondwana Symposium, 11*, New Zealand, *Abstracts*.

SIMÕES, M. G.; GHILARDI, R. P.; SALES, A. M. F.; RODRIGUES, S. C.; LEME, J. M. & MELLO, L. H. C. 2000. Taphonomy and genesis of the "*Conularia* Beds" from Ponta Grossa Formations (Devonian) within a sequence stratigraphy framework. *In*: PALEO-2000/SP, SBP, Botucatu, *Boletim de Resumos*, p. 20.

SIMÕES, M. G.; MELLO, L. H. C.; RODRIGUES, S. C; LEME, J. M. & MARQUES, A. C. 2001. Conulariid taphonomy as a tool in paleoenvironmental analysis. *Revista Brasileira de Geociências, 30*(4): 757-762.

SLOSS, L. L.; KRUMBEIN, W. C. & DAPPLES, E. C. 1949. Integrated facies analysis. *In*: LONGWELL, C. R. (ed.). 1949. Sedimentary facies in geologic history. *Geological Society of America Memoir, 39*: 91-124.

VAN WAGONER, J. C.; MITCHUM, R. M.; CAMPION, K. M. & RAHMANIAN, V. D. 1991. Siliciclastic Sequence Stratigraphy *In*: WELL LOGS, CORES AND OUTCROPS: CONCEPTS FOR HIGH-RESOLUTION CORRELATION OF TIME AND FACIES. *American Association Of Petroleum Geologists Methods In Exploration Series*, 7, 55 p.

VISERAS, C.; SORIA, J. M.; DURAN, J. J.; PLA, S.; GARRIDO, G.; GARCÍA-GARCÍA, F. & ARRIBAS, A. 2006. A large-mammal site in a meandering fluvial context (Fonelas P-1, Late Pliocene, Guadix Basin, Spain) Sedimentological keys for its paleoenvironmental reconstruction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 242*: 139-168.

WHEELER, H. E. 1958. Time-Stratigraphy. *Geological Society of America Bulletin, 42*(5): 1047-1063.

WIGNALL, P. B. 1993. Anoxia as the cause of the end-Permian mass extinction. *In*: *Geological Society of America*, Annual Meeting, *Abstracts with Programs, 25*: A155.

WILGUS, B. S.; KENDALL, C. G. ST. C.; POSAMENTIER, H. W.; ROSS, C. A. & VAN WAGONER, J. C. (eds.). 1988. Sea-level changes: an integrated approach. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 42*: 109-124.

WRIGHT, J. D. & MARRIOT, S. B. 1993. The sequence stratigraphy of fluvial depositional systems: the role of floodplain sediment storage. *Sedimentary Geology, 86*: 203-210.

ZERFASS, E.; LAVINA, E. L.; SCHULTZ, C.L.; GARCIA, A. J. V.; FACCINI, U. F. & CHEMALE, JR, F. 2003. Sequence stratigraphy of continental Triassic strata of Southernmost Brazil: a contribution to Southwestern Gondwana palaeogeography and palaeoclimate. *Sedimentary Geology, 161*(1-2): 85-105.

KOWALEWSKI, M.; SIMÕES, M. G.; CARROLL, M. & RODLAND, D. L. 2002. Abundant brachiopods on a tropical, upwelling-influenced shelf (Southeast Brazilian Bight, South Atlantic). *Palaios, 17*: 274-283.

KUHN, T. S. 1989. *A estrutura das revoluções científicas*. Editora Perspectiva, 257 p.

MARTINELLI, G. 2007. *Concentrações biogênicas em sistemas fluviais, fácies de planície de inundação: Sítio Linha Várzea, um estudo de caso para o triássico sul-brasileiro*. Instituto de Geociências. Programa de Pós-Graduação em Geociências, Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 87 p.

MARTINS, F. J. C. 1996. *Levantamento de aspectos geológicos das regiões entre Alcântara e parte setentrional da Ilha de São Luis (NE da Bacia sedimentar de São Luís), Estado do Maranhão*. Instituto de Geociências. Programa de Pós-Graduação em Geologia, Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Rio de Janeiro, 129 p.

MEDEIROS, M. A. & SCHULTZ, C. L. 2000. Dinossauros do Cretáceo Médio do Maranhão. *In*: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE PALEOVERTEBRADOS, 2, Rio de Janeiro, 2000. *Boletim de Resumos*, p. 23.

OLSEN, T.; STEEL, R.; HOGSETH, K.; SKAR, T. & ROE, S. E. 1995. Sequential architecture in a fluvial succession: sequence stratigraphy in the Upper Cretaceous Mesaverde Group, Price Canyon, Utah. *Journal of Sedimentary Research*, B65(2).

PAYTON, C. P. (ed.). 1977. *Seismic stratigraphy – applications to hydrocarbon exploration*. American Association of Petroleum Geologists *Memoir*, 26, 516 p.

PEREDA-SUBERBIOLA, X.; ASTIBIA, H.; MURELAGA, X.; ELORZA, J. J. & GÓMEZ-ALDAY, J. J. 2000. Taphonomy of the Late Cretaceous dinosaur-bearing beds of the Laño Quarry (Iberian Peninsula). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 157*: 247-275.

ROSSETTI, D. F. 1998. Facies architecture and sequential evolution of an incised valley estuarine fill: the Cujupe Formation (Upper Cretaceous to ?Lower Tertiary), São Luis Basin, Northern Brazil. *Journal of Sedimentary Research, 68*(2): 299-310.

SCHERER, C. M. S. 2001. *Sedimentologia e Estratigrafia de Sistemas Fluviais e Eólicos*. Apostila. Programa de Pós-Graduação em Geociências, Estratigrafia, UFRGS, 94 p.

SIGNOR, P. W., III & LIPPS, J. H. 1982. Sampling bias, gradual extinction patterns and catastrophes in the fossil record. *In*: SILVER, R. T. & SCHULTZ, P. H. (eds.). *Geological implications of impacts of large asteroids and comets on the Earth. Geological Society of America, Special Papers, 190*: 353-371.

SIMÕES, M. G. & GHILARDI, R. P. 2000. Protocolo tafonômico/paleoautoecológico como ferramenta nas análises paleossinecológicas de invertebrados: exemplos de aplicação em concentrações fossilíferas do Paleozoico da Bacia do Paraná, Brasil. *Pesquisas em Geociências, 27*(2): 3-13.

SIMÕES, M. G.; GHILARDI, R. P.; SALES, A. M. F. & HOLZ, M. 2002. Sequence stratigraphic controls on the pattern of vertical distribution of taphonomic signatures: the Devonian of the Paraná basin, Brazil. *In*: *Gondwana Symposium, 11*, New Zealand, *Abstracts*.

SIMÕES, M. G.; GHILARDI, R. P.; SALES, A. M. F.; RODRIGUES, S. C.; LEME, J. M. & MELLO, L. H. C. 2000. Taphonomy and genesis of the "*Conularia* Beds" from Ponta Grossa Formations (Devonian) within a sequence stratigraphy framework. *In*: PALEO-2000/SP, SBP, Botucatu, *Boletim de Resumos*, p. 20.

SIMÕES, M. G.; MELLO, L. H. C.; RODRIGUES, S. C; LEME, J. M. & MARQUES, A. C. 2001. Conulariid taphonomy as a tool in paleoenvironmental analysis. *Revista Brasileira de Geociências, 30*(4): 757-762.

SLOSS, L. L.; KRUMBEIN, W. C. & DAPPLES, E. C. 1949. Integrated facies analysis. *In*: LONGWELL, C. R. (ed.). 1949. Sedimentary facies in geologic history. *Geological Society of America Memoir, 39*: 91-124.

VAN WAGONER, J. C.; MITCHUM, R. M.; CAMPION, K. M. & RAHMANIAN, V. D. 1991. Siliciclastic Sequence Stratigraphy *In*: WELL LOGS, CORES AND OUTCROPS: CONCEPTS FOR HIGH-RESOLUTION CORRELATION OF TIME AND FACIES. *American Association Of Petroleum Geologists Methods In Exploration Series*, 7, 55 p.

VISERAS, C.; SORIA, J. M.; DURAN, J. J.; PLA, S.; GARRIDO, G.; GARCÍA-GARCÍA, F. & ARRIBAS, A. 2006. A large-mammal site in a meandering fluvial context (Fonelas P-1, Late Pliocene, Guadix Basin, Spain) Sedimentological keys for its paleoenvironmental reconstruction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 242*: 139-168.

WHEELER, H. E. 1958. Time-Stratigraphy. *Geological Society of America Bulletin, 42*(5): 1047-1063.

WIGNALL, P. B. 1993. Anoxia as the cause of the end-Permian mass extinction. *In*: *Geological Society of America*, Annual Meeting, *Abstracts with Programs, 25*: A155.

WILGUS, B. S.; KENDALL, C. G. ST. C.; POSAMENTIER, H. W.; ROSS, C. A. & VAN WAGONER, J. C. (eds.). 1988. Sea-level changes: an integrated approach. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 42*: 109-124.

WRIGHT, J. D. & MARRIOT, S. B. 1993. The sequence stratigraphy of fluvial depositional systems: the role of floodplain sediment storage. *Sedimentary Geology, 86*: 203-210.

ZERFASS, E.; LAVINA, E. L.; SCHULTZ, C.L.; GARCIA, A. J. V.; FACCINI, U. F. & CHEMALE, JR, F. 2003. Sequence stratigraphy of continental Triassic strata of Southernmost Brazil: a contribution to Southwestern Gondwana palaeogeography and palaeoclimate. *Sedimentary Geology, 161*(1-2): 85-105.

A noção do "tempo profundo" deve-se a James Hutton (1726-1797). Em 1788, ele publicou um ensaio intitulado *Theory of Earth* (Teoria da Terra), criando o princípio do **uniformitarismo**, o qual sustentava que os mesmos processos físicos que atuam no presente foram também os responsáveis por eventos passados. Baseando-se em observações de campo, reconheceu que as inconformidades, as quais representavam hiatos de tempo entre dois episódios na formação das rochas, eram as evidências mais consistentes da quase inconcebível vastidão do tempo. Desta forma, observou que a história da Terra incluía múltiplos ciclos de deposição e soerguimento. Segundo Hutton, a Terra era muito antiga "*sem vestígio de um começo – sem perspectiva de um fim*" (Gould, 1991).

Além disso, a descoberta cada vez mais frequente de fósseis nos séculos XVIII e XIX mostrou que outras formas de vida tinham aparecido e desaparecido em várias épocas ao longo do tempo. Os fósseis, que caracterizavam os diferentes estratos de rocha, foram geralmente considerados como reflexo de uma sucessão de catástrofes. Georges Cuvier (1769-1832), o fundador da anatomia comparada, reconstituindo esqueletos de animais fósseis, percebeu as interrupções no registro sedimentar e fossilífero, e começou a elaborar a ideia sobre a sucessão dos diversos tipos de animais através do tempo. Criou a teoria do **catastrofismo**, postulando que as descontinuidades que separavam os diferentes animais fósseis eram consequência de catástrofes que dizimavam faunas inteiras. Acreditava que após cada evento de extinção em determinada área, faunas provenientes de outros locais ocupavam os ambientes agora vagos (*um ir e vir de faunas*).

A teoria do **uniformitarismo** de Hutton foi retomada e vigorosamente defendida por Charles Lyell (1797-1875) na sua obra chamada *Principles of Geology* (Princípios da Geologia/1830-1833). Ele argumentava que todos os eventos passados, sem exceção, poderiam ser explicados pela ação de fenômenos hoje atuantes. Deste modo, a ideia central de seu trabalho era de que "*o presente é a chave para o passado*". Lyell não era adepto da sucessão temporal de fósseis, para ele uma espécie extinta poderia reaparecer, desde que houvesse condições ambientais propícias para tal. Também não acreditava em episódios de extinção e/ou origem em massa. Para ele, o surgimento das diferentes formas de vida estava distribuído de modo uniforme ao longo do tempo geológico.

Nem o uniformitarismo de Lyell, nem tampouco o catastrofismo de Cuvier admitiam a ideia de evolução biológica. Mas pensamentos sobre evolução dos seres vivos já floresciam no final do século XVIII. Em 1766, Georges-Louis Leclerc, "Conde de Buffon" (1707-1788) foi o primeiro a sugerir que as diferentes espécies teriam surgido por variação a partir de ancestrais comuns. No entanto, foram Jean-Baptiste Lamarck (1744-1829) e Charles Robert Darwin (1809-1882) os primeiros cientistas que procuraram explicar a diversidade dos seres vivos através da ação de um mecanismo evolutivo, como será visto a seguir.

Lamarckismo

Em sua obra intitulada *Philosophie Zoologique* (Filosofia Zoológica/1809), Lamarck propôs que as formas de vida progridem, por transformação gradual, em direção a uma maior complexidade e perfeição. Sustentou que o caminho da progressão é determinado por uma "força interna" influenciada por "circunstâncias externas", ou seja, mudanças no ambiente trazem a necessidade de alterações no organismo. Desta forma, o organismo responde usando alguns órgãos mais que outros. Segundo ele, "*o uso e o desuso dos órgãos*" alteram a morfologia destes, a qual é transmitida para as gerações subsequentes. Um exemplo clássico, segundo o próprio Lamarck, seria a evolução do pescoço da girafa. De acordo com sua teoria, os ancestrais da girafa poderiam ter sido animais de pescoço curto, que, na tentativa de alcançarem as folhas mais altas das árvores para alimentarem-se, esticavam seus pescoços. Este comportamento intencional e repetitivo fez com que, geração após geração, os pescoços fossem se tornando gradativamente mais compridos, devido ao esforço. Assim foi atingido o estágio de desenvolvimento do pescoço das atuais girafas. Lamarck, deste modo, enfatizou a adaptabilidade e a transmissão de caracteres adquiridos.

Lamarck foi duramente criticado por Cuvier, pois este argumentava que o registro fóssil não revelava séries graduais intermediárias de ancestrais e descendentes. Também Lyell se mostrou contrário às ideias de Lamarck, já que num mundo uniformitarista não havia lugar para a evolução. Vários experimentos realizados posteriormente demonstraram que características adquiridas ao longo da vida não são hereditárias. O biólogo alemão August Weismann (1834-1914), por exemplo, ao cortar a cauda de camundongos por várias gerações sucessivas, constatou que os camundongos desprovidos de cauda sempre davam origem a descendentes com cauda.

Atualmente, a teoria de Lamarck não é aceita, pois foi comprovado que as características adquiridas durante a vida não são hereditárias, apenas mudanças ao nível genético podem ser herdadas pelos descendentes.

Lamarckismo

Princípios fundamentais:

- lei do uso e do desuso dos órgãos;
- lei da transmissão de características adquiridas de geração para geração.

Conceitos equivocados:

- as modificações adquiridas durante a vida em função do uso ou desuso dos órgãos não são transmitidas hereditariamente.

Contribuição para a teoria evolutiva:

- ênfase na capacidade de adaptação dos organismos ao meio e consequente modificação destes ao longo das sucessivas gerações.

Darwinismo

Após a teoria de Lamarck, nenhum mecanismo evolutivo satisfatório foi reconhecido, até que a teoria de Charles Darwin e Alfred Wallace (1823-1913) fosse apresentada.

A história sobre a concepção do darwinismo inicia-se com a viagem ao redor do mundo empreendida pelo jovem Charles Darwin, entre 1831 e 1836, a bordo do navio do governo inglês *H.M.S. Beagle*, na qualidade de naturalista. A partir de suas observações acerca da diversidade de fauna e flora, constatadas durante essa viagem, Darwin voltou à Inglaterra com a ideia de que os seres vivos se modificavam com o tempo. Mas um mecanismo que explicasse como estes evoluíam era ainda desconhecido. Já em sua casa, em Downe (Inglaterra), Darwin interessou-se pela criação de animais domésticos. Ele percebeu que os criadores sempre escolhiam determinadas características nos animais e as selecionavam através das várias gerações, até obterem uma nova raça. As novas raças eram mantidas somente se os seus membros fossem acasalados entre si. Este método era denominado de "seleção artificial". Esta "seleção artificial" forneceu a Darwin pistas de como ocorria a seleção das características nos animais selvagens e a consequente modificação destes ao longo do tempo. Então, em 1838, Darwin leu o ensaio de Thomas Robert Malthus (1765-1834) intitulado *An essay on the principles of population* (Um ensaio sobre os princípios da população, 1803), o qual proferia que enquanto as populações humanas cresciam em progressão geométrica, a oferta de alimentos crescia em progressão aritmética. Darwin percebeu que isto não era observado na natureza, já que as populações de seres vivos se mantêm num nível mais ou menos constante. Por outro lado, ele observou que os indivíduos dessas populações apresentavam variabilidade, inclusive em características essenciais à sua adaptação ao ambiente. Constatou também que, devido a esta variabilidade, muitos indivíduos morriam precocemente, outros não eram bem sucedidos reprodutivamente, e alguns eram longevos e capazes de produzir descendentes férteis em boa quantidade. Desta forma, concluiu que deveria existir uma "luta pela sobrevivência" (i.é, competição), onde apenas os mais aptos seriam selecionados ao longo do tempo, transmitindo suas características vantajosas aos seus descendentes. A este processo denominou **seleção natural**, em oposição à "seleção artificial". As diferenças entre as populações iriam se acumulando com a sucessão das várias gerações, a ponto de estas se diferenciarem dos tipos originais, constituindo-se em novas formas ou "espécies".

Segundo vários autores, as ideias de Darwin estão marcadas pelas concepções políticas dominantes na sociedade inglesa da época; o progresso era de ocorrência lenta, gradual e constante dentro da estabilidade monárquica (Freire-Maia, 1988). Dessa forma, as ideias de Lyell foram de grande importância na teoria darwinista. Para que ocorresse evolução, Darwin acreditava que deveria haver uma certa estabilidade no ambiente. Sustentou que as falhas no registro geológico foram as responsáveis pela ausência de formas intermediárias entre as "espécies". Acreditava que a modificação era direcional, lenta e gradual, sempre enfatizando a seleção natural como a principal causa da evolução. Assim, a seleção natural ocorreria em um ambiente calmo, sem catástrofes, e num intervalo de tempo longo.

Darwin passou 20 anos testando experimentalmente suas convicções, analisando as evidências acumuladas durante sua viagem ao redor do mundo e escrevendo um longo tratado sobre o assunto. No ano de

1858, Darwin recebeu uma carta de um jovem naturalista, Alfred Russel Wallace, na qual este propunha o mesmo mecanismo de evolução dos seres vivos concebido por ele. Darwin, reconhecendo o valor do trabalho de Wallace, escreveu um breve resumo de suas teorias. Os dois trabalhos foram então apresentados concomitantemente em uma reunião da Sociedade Linneana, em Londres: *Sobre a tendência das espécies em formar variedades e Sobre a perpetuação das variedades e espécies por meio da seleção natural*. Cabe ressaltar que a teoria da seleção natural de Wallace foi elaborada com o mesmo rigor científico, mas sem o mesmo embasamento experimental da teoria darwiniana. Enquanto Wallace escreveu apenas um ensaio com os resultados de suas pesquisas, Darwin escreveu vários livros relatando seus experimentos e observações. Apesar de a obra de Darwin ser muito mais difundida, Wallace merece ser reconhecido como codescobridor deste mecanismo evolutivo, ou seja, a seleção natural.

Em 1859, foi publicada a 1ª edição da principal obra de Darwin – *The Origin of Species* (A Origem das Espécies) – onde ele apresentava uma síntese de amplo alcance sobre a teoria da evolução, recorrendo a todas as fontes relevantes de informações que pudessem corroborar suas ideias (i.é, o registro fóssil, a biogeografia, estudos sobre anatomia e embriologia comparadas, modificações em animais domesticados, entre outras).

Apesar de os evolucionistas atuais aceitarem somente parte do pensamento de Darwin, sua teoria tem um reconhecimento quase universal nos meios científicos. Desde a publicação da Origem das Espécies, o conhecimento sobre as causas e caminhos das mudanças evolutivas tem aumentado enormemente, tendo sido amplamente reformulado sob a ótica da moderna biologia evolutiva.

Darwinismo

Princípios fundamentais:

- devido à desproporção entre o crescimento populacional e a quantidade de espaço e alimento disponíveis, deve existir uma luta pela sobrevivência entre os indivíduos;
- como resultado desta luta, apenas os mais aptos permaneceriam vivos, transmitindo suas características aos seus descendentes (seleção natural).

Destes princípios depreendem-se duas teses principais:

- os organismos são produtos de uma história de descendência com modificação lenta e gradual, a partir de ancestrais comuns;
- o principal mecanismo de evolução é o da seleção natural das características hereditárias dos organismos.

Importância do Darwinismo:

- ter sido a base da moderna teoria evolutiva.

Teoria Sintética da Evolução

O primeiro quarto do século XX foi inaugurado pelo redescobrimento das leis de Mendel e marcado pelo desenvolvimento explosivo da Genética.

Em sua teoria, Darwin não havia conseguido explicar a natureza da herança das características nos organismos. De acordo com o pensamento da época, ele acreditava que a herança ocorria através de uma fusão de elementos paternos e maternos, como uma mistura de tintas. Mas uma hereditariedade desse tipo levaria a uma rápida redução da variabilidade das características nos organismos. Outro problema a ser resolvido era como se dava a conservação e o ressurgimento de características, apesar da reprodução sexual. Nenhuma solução satisfatória foi encontrada até 1900, quando houve a divulgação das experiências do Monge Gregor Johann Mendel (1822-1884), apresentadas em 1865. A essência da hereditariedade mendeliana é que os fatores hereditários, os **genes**, reunidos em um indivíduo, devido à fertilização de um ovo, separar-se-ão novamente nas células reprodutivas (gametas) do indivíduo. Mendel, através de experiências com o cruzamento de plantas, constatou que a variação genética podia ser mantida indefinidamente numa população com reprodução sexuada. Isto porque este tipo de reprodução permite a separação (segregação) e a reunião dos genes de uma população ao longo das gerações, fato este matematicamente demonstrado por ele.

Desde 1901, quando alguns pesquisadores chegaram à conclusão da existência dos genes (fatores hereditários), confirmando todas as proposições de Mendel (o pai da Genética), houve um acentuado impulso no conhecimento científico sobre os genes e suas propriedades.

Genes, cromossomos e mutações

Os **genes** são formados por DNA (ácido desoxirribonucleico) e localizam-se nas células dos organismos. Eles se encontram em organismos sexuados, aos pares, reunidos em filamentos que se organizam em **cromossomos** (macromoléculas nucleoproteicas portadoras dos genes). Qualquer tipo de alteração nos genes ou em sua ordenação nos cromossomos, ocorrida nas células reprodutivas (gametas), pode causar o aparecimento de novas características hereditárias. Alterações desta natureza recebem o nome de **mutação**.

A partir de 1940, os trabalhos de Ronald Fisher, John Haldane, Sewall Wright, Theodosius Dobzansky, Ernest Mayr, Julian Huxley, George Simpson e G. Ledyard Stebbins reinterpretaram, à luz de novos dados provindos da genética e outras áreas do conhecimento biológico (botânica, zoologia, paleontologia, ecologia), os conceitos obtidos a partir do darwinismo. Assim nasceu uma nova teoria evolutiva denominada **teoria sintética da evolução ou teoria neodarwinista**. A teoria darwiniana, quanto à seleção natural, não sofreu alteração em nenhum de seus aspectos essenciais em virtude da teoria genética, mas sim foi enriquecida por uma teoria da hereditariedade que permitiu dar uma maior precisão ao conhecimento da evolução, resolvendo alguns problemas até então sem solução (Futuyma, 1993).

A genética veio mostrar que as características dos organismos são determinadas por fatores herdáveis, os genes. As modificações (= mutações) ocorridas ao acaso nos genes, quando não letais aos organismos, são a fonte de origem das novas características nos seres vivos e, por conseguinte, responsáveis pela diversidade morfológica observada nas populações. A manutenção da variabilidade nas características dos organismos é garantida inicialmente pela reprodução, onde ocorre a recombinação dos genes dentro da população e, posteriormente, pelo mecanismo da seleção natural.

A estrutura básica da Teoria Sintética clássica é que a evolução é um fenômeno de duas faces: a produção da variabilidade gênica e a sua manutenção. Os fatores que determinam alterações no **conjunto gênico** (conjunto de todos os genes presentes em determinada população) são denominados "fatores evolutivos". A teoria sintética reconhece como causas da evolução os seguintes fatores evolutivos: **mutação, recombinação gênica, deriva genética, seleção natural** e **migração**. Mutação é um fator de produção e aumento da variabilidade gênica. Recombinação e migração são fatores de aumento da variabilidade gênica. Deriva genética, seleção natural e também a migração são fatores de redução da variabilidade gênica (figura 9.1).

Genótipo *versus* Fenótipo

O **genótipo** é o conjunto dos genes de um único indivíduo. O conjunto dos diferentes genótipos (= tipos gênicos) de uma população forma o seu **conjunto gênico, patrimônio gênico ou genoma**.

O conjunto de todas as características (morfológicas, fisiológicas, comportamentais e outras) de um indivíduo, manifestadas ao longo da vida e que se desenvolvem pela interação dos genes com o meio ambiente, é denominado **fenótipo**.

A. Mutação

É a fonte básica de toda a variação hereditária; os demais mecanismos evolutivos utilizam a variabilidade que é produzida pelas mutações. Por isso, as mutações têm sido chamadas de "matéria-prima da evolução" (vide também quadro sobre genes, cromossomos e mutações). A mutação pode ser gênica (alteração de um gene) ou cromossômica (alteração do número ou estrutura dos cromossomos).

B. Recombinação Gênica

É um processo que reorganiza os genes já existentes nos cromossomos. O mecanismo primário de recombinação gênica é a reprodução sexuada, onde os pares de cromossomos permutam (trocam) pedaços entre si durante a formação das células reprodutivas (gametas). Para alguns geneticistas, a recombinação envolve também a segregação (separação) independente desses pares de cromossomos nas células reprodutivas, durante a meiose (redução do número de cromossomos). Ambos mecanismos possibilitam um grande número de combinações gênicas, dando origem a vários tipos de gametas que irão se unir na fecundação. Através da recombinação gênica, uma população pode ter sua variabilidade gênica aumentada, sem adição de novos genes.

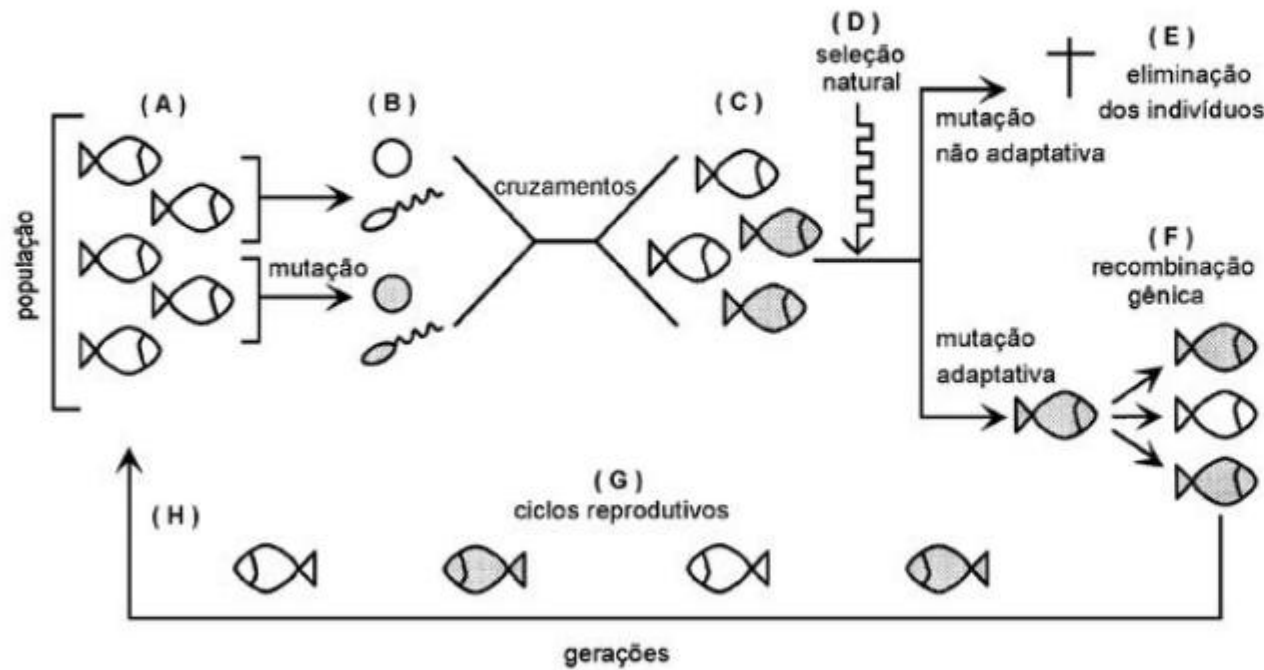



Figura 9.1 Modo de atuação dos principais mecanismos evolutivos propostos pela teoria sintética. (A) População de indivíduos com um conjunto gênico homogêneo. (B) Mutação gênica nas células reprodutivas de alguns indivíduos: fonte de origem de novas características morfológicas, fisiológicas ou comportamentais. (C) Cruzamentos entre indivíduos com e sem mutação gênica; segregação dos genes na descendência (recombinação gênica), dando origem a alguns descendentes com novas características (indivíduos mutantes). (D) Seleção natural atuando sobre os indivíduos mutantes, selecionando-os quanto à sua adaptação ao meio. (E) Indivíduos mal-adaptados (i.é, com "mutações não adaptativas") morrem sem deixar descendentes férteis ou deixam menos descendentes, os quais acabam por ser eliminados nas gerações subsequentes. (F) Indivíduos bem adaptados (i.é, com "mutações adaptativas") cruzam com outros indivíduos (recombinação gênica), dando origem a descendentes férteis, os quais perpetuam as novas características dentro da população. (G) Através de sucessivos ciclos reprodutivos ocorre a manutenção da variabilidade genética na população (ocorrência de indivíduos com antigas e novas características), principalmente por meio de cruzamentos (recombinação gênica) e seleção natural; outros fatores como deriva genética e migração podem atuar de modo secundário. (H) Manutenção do processo evolutivo com o surgimento de novas mutações em algum(ns) indivíduo(s) da população.

A recombinação gênica leva à formação de novos **genótipos**, expondo-os à seleção natural e a outros agentes (Araújo, 1984).

C. Deriva Genética

Trata-se de um processo estocástico (aleatório), importante apenas em populações muito pequenas, onde as frequências dos genes flutuam ao acaso, independentemente da sua contribuição para a adaptação. Uma população pode ter seu tamanho reduzido sensivelmente em decorrência de eventos climáticos ou desastres ecológicos. Pode acontecer, também, de um número pequeno de indivíduos de uma população migrarem para outra região, mais favorável à sua sobrevivência. Em ambos os casos, esses poucos indivíduos não constituem uma amostra significativa do conjunto gênico da população original. Assim, pela simples ação do acaso, pode haver fixação de genes prejudiciais ou eliminação de genes favoráveis. Nestas situações, o processo de seleção natural exerce um papel secundário, pois o acaso poderá atuar no sentido inverso a este. Um caso particular de deriva genética é o denominado "efeito do fundador".

D. Seleção Natural

Trata-se do principal fator evolutivo que atua na alteração da variabilidade gênica da população, enquanto a migração e a mutação concorrem de forma secundária. A seleção natural é representada pelos agentes do meio externo (i.é, meios físico, químico e biológico) que atuam sobre os indivíduos. Ela organiza e direciona a variabilidade gênica surgida através de processos aleatórios (mutação, recombinação e deriva genética). A seleção natural, agora sob a ótica da genética, consiste em selecionar genótipos que confiram a seus portadores melhor adaptação ao ambiente em que vivem, fazendo com que estes deixem maior número de descendentes ao longo das gerações, eliminando, assim, os genótipos desvantajosos presentes no conjunto gênico. Portanto, a seleção natural tende a diminuir a variabilidade gênica, pois apenas alguns genótipos serão "selecionados".

E. Migração

Constitui outro fator capaz de alterar a variabilidade em uma população. A mudança na variabilidade pode ser compreendida ao se imaginar uma população com uma dada constituição genética, recebendo migrantes de outra população com diferente constituição genética, que passam a cruzar com a população residente. Os imigrantes introduzirão genes novos e contribuirão para o aumento da variabilidade gênica da população. Porém, através da migração é estabelecido um "fluxo gênico" (intercâmbio gênico) que tende a diminuir as diferenças genéticas entre as populações. Logo, a migração é um fator que promove a uniformidade genética entre as populações, podendo, deste modo, contribuir para a redução da variabilidade gênica do conjunto gênico total das populações envolvidas.

Teoria sintética

Princípios Fundamentais

- as populações apresentam variação genética que surge através de mutação ao acaso (i.é, não dirigida adaptativamente) e recombinação gênica (novas combinações genotípicas);
- as populações evoluem por alterações nas frequências dos genes geradas pelos seguintes fatores evolutivos: mutação, recombinação gênica, deriva genética, migração e, principalmente, pela seleção natural.

Méritos da Teoria Sintética

- reuniu, sob uma teoria consistente, a essência da teoria de Darwin (a seleção natural) e os conhecimentos do campo da genética, extraídos inicialmente dos trabalhos de Mendel;
- conseguiu fornecer explicações consistentes sobre a origem e a manutenção da variabilidade das características nas populações de cada espécie e sobre as diferenças entre as espécies, fazendo a grande síntese de todos os dados biológicos e paleontológicos;
- definiu as populações, e não os indivíduos, como as "unidades evolutivas".

A elucidação dos princípios básicos da evolução através da teoria sintética retirou do indivíduo o papel de promotor da evolução. Uma vez que boa parte da teoria pôde ser formalizada em termos de modelos estatísticos (frequências gênicas e genotípicas, p. ex.), as populações de indivíduos semelhantes tornaram-se as "unidades evolutivas". Mas o que são indivíduos semelhantes? São os indivíduos de uma mesma **espécie**! E o que é uma espécie? A resposta a esta questão era crucial para se estudar a evolução. Sem uma clara idéia do que é uma espécie, não se poderia levar adiante uma série de experimentos necessários à comprovação, em termos empíricos, da existência da evolução biológica como postulada pela teoria sintética. Devido a isso, a partir de 1940, vários pesquisadores esforçaram-se em definir corretamente o que são as "espécies biológicas" para poder explicar como elas surgem com base nos mecanismos propostos pela teoria sintética. É o que será abordado a seguir.

Espécie e Especiação

A. Conceito Biológico de Espécie

A teoria sintética postula que a evolução ocorre ao nível da espécie e a mudança evolutiva provém, principalmente, da seleção natural agindo sobre espécies existentes, de forma a transformá-las ou diversificá-las, originando novas espécies. Para melhor compreender esta definição é importante conhecer o mais difun-

dido **conceito biológico de espécie**, originalmente concebido por Mayr em 1942 e aprimorado por ele em 1977.

Espécies são agrupamentos de populações naturais intercruzantes, reprodutivamente isoladas de outros grupos semelhantes (Mayr, 1977).

Este conceito realça o fato de que:

- uma espécie é constituída por populações, ou seja, agrupamentos de indivíduos que ocorrem em uma mesma área geográfica, em um mesmo intervalo de tempo;
- as espécies são reais e possuem um conjunto gênico que é compartilhado por todos os seus membros.

Assim sendo, os membros de uma espécie constituem-se em:

- *uma comunidade reprodutiva:* na qual os indivíduos procuram-se uns aos outros com a finalidade reprodutiva;
- *uma unidade ecológica:* que interage com outras espécies com as quais compartilha o meio ambiente como uma unidade;
- *uma unidade genética:* que consiste num grande conjunto gênico em intercomunicação, enquanto o indivíduo é meramente um componente com uma pequena porção do conteúdo genético total deste conjunto.

Além disso, este conceito salienta o isolamento reprodutivo como principal fator determinante de uma espécie. Daí advém o fato de que entre duas populações de espécies distintas não deve haver intercâmbio gênico.

Novos conceitos de espécie biológica têm surgido nos últimos anos, uma vez que o conceito de Mayr está restrito, basicamente, aos organismos sexuados. O mais inovador deles é o chamado "conceito de coesão", formulado e proposto por Templeton (1981). Este conceito procura ressaltar os mecanismos que mantêm as espécies "coesas", ao contrário do conceito de Mayr que valoriza os mecanismos de isolamento reprodutivo. A partir destes novos conceitos uma espécie biológica tem sido definida em três distintos níveis: o genético-molecular, o morfológico e o ecológico.

Com relação à definição de espécie ao nível genético-molecular, os fósseis dos organismos têm, salvo raríssimas exceções (p. ex. insetos conservados em âmbar, mamutes congelados), as suas características genético-moleculares totalmente destruídas durante os processos de fossilização. Portanto, na paleontologia não há normalmente como definir uma espécie em termos genético-moleculares.

A definição de espécie ao nível morfológico é a mais clássica e usual em paleontologia, tendo em vista que as características morfológicas são as que mais se preservam nos fósseis. Desde o século XVIII, quando a paleontologia presenciou um grande incremento dentro dos meios científicos, vindo assim a tornar-se um ramo independente da ciência, o conceito de espécie em termos morfológicos é praticamente o único que tem sido utilizado. Uma espécie definida com base nestes critérios denomina-se de **morfoespécie** ou **espécie paleontológica**. A **morfoespécie** é, portanto, uma espécie estabelecida em termos das diferenças morfológicas. A **espécie paleontológica** expressa meramente o grau de diferença morfológica entre os organismos fossilizados. Ela pode, indiretamente, refletir a existência de espécies distintas, uma vez que uma significativa diferenciação morfológica entre as formas, normalmente, conduz ao isolamento reprodutivo.

Já a definição de espécie ao nível ecológico é habitualmente utilizada de maneira indireta pelos paleontólogos. As adaptações de um organismo ao meio (relação forma/função em paleontologia) e o hábitat onde ele vive sempre foram considerados pelos paleontólogos em suas discussões a respeito dos fósseis (*taxa*). Entretanto, este tipo de informação nunca é formalmente incorporado à definição de uma espécie em paleontologia. Isto pode ser explicado pelo fato de: a) os fósseis representarem evidências bastante incompletas dos organismos do passado; b) esses organismos, em geral, não serem fossilizados exatamente em seus ambientes de vida; c) os antigos ambientes de vida desses organismos, quando preservados, demonstrarem, através das rochas sedimentares, um registro incompleto de todos os seus parâmetros (bióticos ou abióticos). Desta forma, torna-se bastante difícil e impreciso ao paleontólogo a incorporação de informações paleoecológicas às definições de espécie. No entanto, se tais informações forem suficientemente bem conhecidas, elas podem vir a ser anexadas às definições das espécies paleontológicas, tendo em vista os conceitos adotados na biologia moderna.

Especiação

Entende-se por **especiação** os processos que estão envolvidos no surgimento de novas espécies.

Especiação consiste, em última análise, no desenvolvimento de barreiras ao intercâmbio gênico entre as populações. Isto porque o processo de especiação ocorre a partir do acúmulo de diferenças entre os conjuntos gênicos (diferenciação genética) em populações de uma mesma espécie. Estas diferenças gênicas, no entanto, podem ser perdidas a qualquer momento, caso não haja um **isolamento reprodutivo** (interrupção do fluxo gênico), pois um intercruzamento entre os indivíduos de diferentes populações de uma mesma espécie promove a homogeneização dos conjuntos gênicos destas (vide item Migração). Apenas com o isolamento reprodutivo as diferenças genéticas obtidas entre as populações têm possibilidades reais de se preservarem ao longo do tempo.

> Não esquecer que são os genes que codificam e determinam todas as características dos seres vivos. Logo, quanto mais diferenças gênicas existam entre duas populações, mais acentuadas serão as diferenças em termos morfológicos, fisiológicos e comportamentais entre elas, pois diferentes genes codificam diferentes produtos gênicos, que por sua vez determinam distintas características.
>
> A diferenciação genética (gênica e cromossômica) das populações em espécies distintas deve-se à ação, conjunta ou não, dos fatores evolutivos **seleção natural** e **deriva genética**.

Portanto, o desenvolvimento de mecanismos que propiciem o isolamento reprodutivo das populações de organismos é fundamental para a origem das novas espécies. **Isolamento geográfico** e **isolamento ecológico** têm sido apontados como fatores que auxiliam na manutenção das diferenças obtidas entre as populações. O isolamento geográfico (= separação espacial) pode propiciar a diferenciação genética, a qual pode levar a um isolamento reprodutivo. Já o isolamento ecológico tem base genética e constitui, em si, uma barreira de isolamento reprodutivo. Ele é muito importante em plantas e em animais ecologicamente especializados.

O **isolamento reprodutivo** é gerado por mecanismos genéticos (intrínsecos). Templeton (1981) divide os tipos de especiação com base nos mecanismos genéticos em duas categorias. A primeira – Transiliência – apresenta mecanismos que envolvem alterações genéticas (gênicas ou cromossômicas) ou a formação de híbridos férteis, com posterior diferenciação de nova(s) espécie(s). Essa categoria, por não ser testável no âmbito da paleontologia, é de pouco interesse aqui. Apenas o mecanismo "efeito do fundador", que envolve deriva genética e está incluído nesta categoria, tem real interesse paleontológico, como verificar-se-á adiante. Já os mecanismos da segunda categoria – Divergência –, por envolverem aspectos geográficos e ecológicos, são os únicos passíveis de verificação paleontológica.

Existem três tipos básicos de especiação a partir dos mecanismos de Divergência, os quais, do ponto de vista estritamente geográfico, podem ser classificados em: **especiação alopátrica, especiação simpátrica** e **especiação parapátrica**. A classificação geográfica destes tipos de especiação é útil em termos paleontológicos, tendo sido adotada por Mayr (1942, *apud* Grant, 1991). Porém, não indica os mecanismos básicos envolvidos no processo de especiação. Por isso, Templeton (1981) procurou substituir estes nomes por outros que refletissem tais mecanismos: **especiação adaptativa, especiação por hábitat** e **especiação clinal**.

A. Especiação Alopátrica ("Especiação Adaptativa")

Duas populações de uma mesma espécie divergem para duas áreas distintas como consequência de uma separação espacial (alopatria), ocasionada pelo surgimento de uma barreira geográfica (montanha, mar, rio, floresta, deserto, etc.). Se as duas áreas diferirem em suas características ecológicas e/ou as duas populações ficarem separadas por tempo suficiente para haver divergência genética, mecanismos de isolamento reprodutivo poderão surgir. Em consequência disso, haverá especiação. Segundo Templeton (1981) a diferenciação genética entre as populações separadas é, principalmente, desencadeada por processos de adaptação aos distintos ambientes (i.é, fatores ecológicos bióticos e abióticos) gerados pelo estabelecimento da barreira (figura 9.2A).

Um tipo especial de especiação alopátrica, o **efeito do fundador**, proposto por Mayr (1963, *apud* Mayr, 1977), merece destaque. A partir de uma população grande, um pequeno número de indivíduos migra para além dos limites de distribuição da espécie, levando consigo uma pequena amostra do conjunto gênico da população original. A situação de população pequena e periférica propicia a ação da deriva genética, a qual leva à produção, nesta população, de genótipos diferentes dos

normalmente encontrados na população inicial (Araújo, 1984). Como este fenômeno é verificado apenas em populações muito pequenas, o que ocorre com maior frequência é a extinção destas, devido à fixação de características não adaptativas ou deletérias. No entanto, o **efeito do fundador**, nos casos bem-sucedidos, pode conduzir a uma especiação mais rápida e de maior magnitude, graças a uma ação conjunta da deriva genética e da seleção natural, propiciando diferenças mais acentuadas entre as novas espécies (figura 9.2B). Por suas características este tipo de especiação foi fundamental na elaboração da "teoria do equilíbrio pontuado" de Eldredge & Gould, 1972, como será visto mais adiante.

B. Especiação Simpátrica ("Especiação por Hábitat")

Especiação sem separação geográfica. Ocorre quando duas ou mais populações, derivadas de uma população original, coexistem em um mesmo território, sem intercruzarem-se. Normalmente, neste tipo de especiação acontece, logo de início, uma modificação genética que impede o cruzamento entre alguns dos indivíduos da mesma população, criando assim uma nova população reprodutivamente isolada, dentro do mesmo território. A partir disso, as duas populações geradas evoluem separadamente, acumulando diferenças genéticas (= mudanças morfológicas, fisiológicas, comportamentais) que conduzirão à formação de novas espécies ecologicamente diferenciadas, a fim de possibilitar sua coexistência dentro da mesma área (figura 9.2C). Portanto, em um processo simpátrico o isolamento reprodutivo inicial é fundamental para que ocorra a especiação. A diferenciação ecológica (= compatibilização ecológica) é consequência do processo e não desencadeadora deste, apesar de Templeton (1981) denominar este tipo de "*especiação por divergência de hábitat*".

C. Especiação Parapátrica ("Especiação Clinal")

Ocorre quando duas ou mais populações de uma mesma espécie ancestral diferenciam-se devido a fatores ecológicos, ocupando áreas contíguas. Portanto, a diferenciação genética é ocasionada, neste caso, por processos de adaptação das populações periféricas aos distintos ambientes contíguos à área de distribuição ancestral. Pode-se formar uma estreita zona de contato entre as duas populações diferenciadas, onde é possível o intercruzamento, possibilitando a ocorrência de formas intermediárias (híbridos). Mesmo nesses casos, não há intercruzamento entre os indivíduos das populações situadas nos extremos da área de distribuição. O desaparecimento dos híbridos, formados na zona de contato, poderá estabelecer o surgimento de duas ou mais espécies novas, reprodutivamente isoladas. Usualmente, estas populações apresentam uma mudança gradual de uma ou mais características ao longo da sua área geográfica total de distribuição, o que é denominado de "clina" (figura 9.2D).

Padrões de Especiação em Paleontologia

Uma maneira clássica de visualizar a especiação em paleontologia refere-se ao número de espécies que são geradas ao longo do tempo por uma linhagem de organismos (linhagem evolutiva). Como os fósseis são encontrados em estratos de rochas que se sucedem do mais antigo para o mais jovem, este tipo de classificação é bastante útil na paleontologia.

O mais clássico padrão de especiação concebido tem como princípio a modificação lenta e gradual das espécies ao longo do tempo e é denominado **especiação filética** ou **gradual**. Neste padrão uma única espécie, pelo lento acúmulo de novas características genéticas, vai se transformando em outra espécie (figura 9.3A). A especiação filética ocorre através de **anagênese**. Este tipo de especiação fornece aos paleontólogos as chamadas **cronoespécies**, que são espécies paleontológicas (i.é, morfologicamente distintas) que se sucedem ao longo de uma mesma linhagem evolutiva (Futuyma, 1993). Cronoespécies, portanto, são geradas por **anagênese** e não são equivalentes às espécies biológicas, pois necessariamente não implicam na ocorrência de processos de especiação biológica.

> **Anagênese *versus* Cladogênese**
>
> **Anagênese** é um processo evolutivo que leva a mudanças direcionais através do tempo dentro de uma única linhagem. Ocorre nos organismos, independente da ocorrência do processo de especiação (figura 9.4A e B).

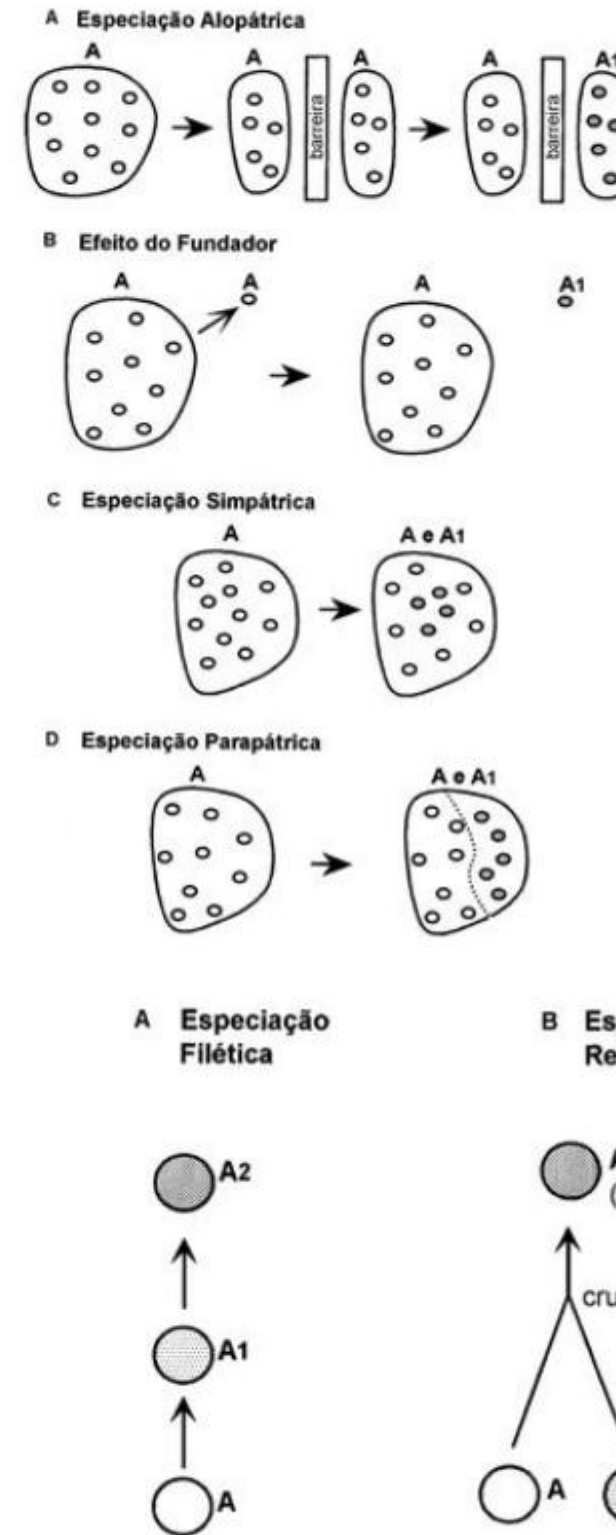



Figura 9.2 Tipos de especiação em termos geográficos. (A) Especiação Alopátrica: o surgimento de uma barreira geográfica separando as populações da espécie A que, por divergência adaptativa, dão origem a uma nova espécie A_1 do outro lado da barreira. (B) Efeito do Fundador: migração de uma pequena parte da população para outra área, além dos limites daquela ocupada pela população original A; a rápida e significativa diferenciação da população emigrada, por ação da deriva genética, pode dar origem a uma nova espécie A_1. (C) Especiação Simpátrica: diferenciação de algumas populações locais desencadeada por mudanças genéticas que geram barreiras de isolamento reprodutivo; a partir da evolução independente das populações reprodutivamente isoladas, surgem adaptações a novos nichos que conduzem ao estabelecimento da nova espécie A_1 dentro da mesma área geográfica. (D) Especiação Parapátrica: diferenciação de populações que ocupam áreas contíguas, porém ecologicamente distintas, formando por isolamento reprodutivo uma nova espécie A_1 (linhas = limite da área de distribuição da espécie; bolhas claras = populações da espécie A; bolhas escuras = populações da espécie A_1).

Figura 9.3 Modos de especiação em paleontologia. (A) Gradual ou filética: quando há a transformação gradual de uma espécie em outra. (B) Redutiva (fusão de espécies): quando há a formação de híbridos a partir de duas espécies ancestrais distintas. (C) Aditiva (multiplicação de espécies): quando há o surgimento de novas espécies a partir de uma espécie ancestral.

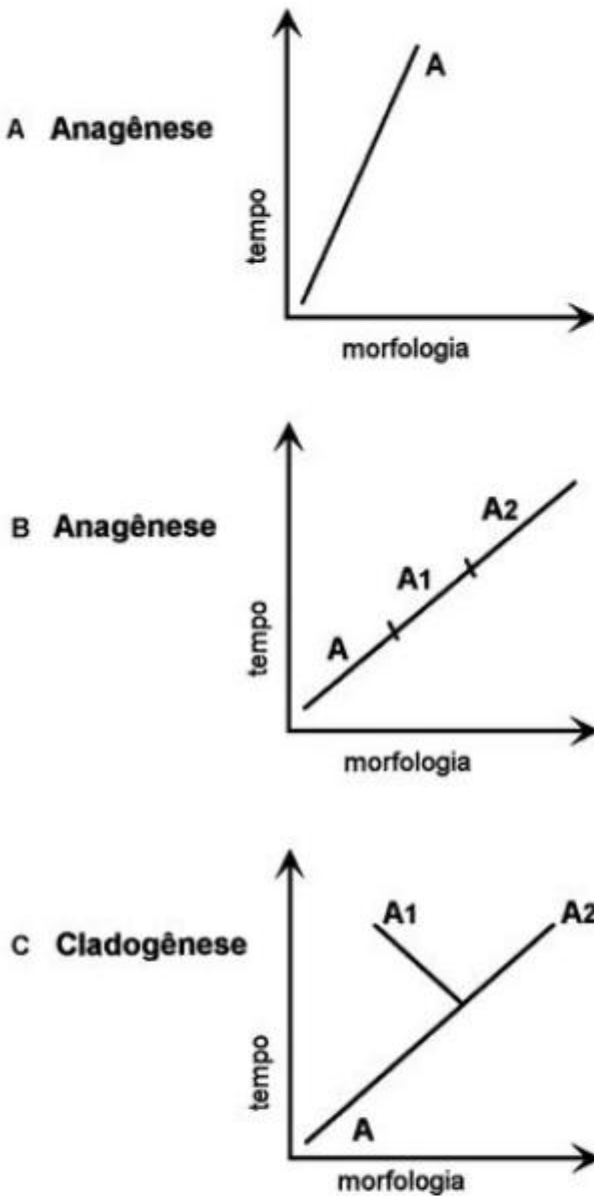



Figura 9.4 Diagramas representativos dos processos de anagênese e cladogênese. As ordenadas representam o tempo e as abscissas representam as mudanças morfológicas que ocorrem ao longo do tempo. (A) Processo de anagênese onde não ocorreu especiação (= *cronoclina*). (B) Processo de anagênese resultando em especiação filética, onde a linhagem da espécie ancestral A deu origem às espécies A_1 e A_2, sucessivamente. (C) Processo de cladogênese com nítida especiação da linhagem da espécie ancestral A, dando origem às espécies A_1 e A_2.

Cladogênese corresponde a um processo evolutivo que gera ramificações nas linhagens de organismos ao longo de sua história evolutiva. Implica obrigatoriamente em especiação biológica (figura 9.4C).

Portanto, a ação da **anagênese** (ou dos processos anagenéticos) pode ou não conduzir à especiação, já a **cladogênese** (ou os processos cladogenéticos) sempre resulta em um evento de especiação.

O padrão de especiação gradual foi concebido a partir da análise do registro fóssil à luz das ideias darwinistas. Apesar de atualmente este padrão ser criticado por alguns evolucionistas, ele se constitui em um dos pressupostos básicos do gradualismo, como será visto a seguir. Além da evolução filética (gradual), são também apresentadas por vários autores a **especiação redutiva** (fusão de espécies através da formação de híbridos) e a **especiação aditiva** (multiplicação do número de espécies) (figura 9.3B e C). A especiação aditiva é gerada por **cladogênese**. Deve-se salientar que a especiação aditiva corresponde aos modelos de especiação biológica apresentados no item anterior.

Microevolução *versus* Macroevolução

Os termos **microevolução** e **macroevolução** foram criados por Richard Goldschmidt (1940) com o objetivo de separar os mecanismos neodarwinistas, responsáveis pela diferenciação entre as espécies, daqueles que originam grupos taxonômicos hierarquicamente superiores (gêneros, famílias, ordens, classes, filos) (Araújo, 1984). Pode-se definir **microevolução** como o conjunto de mudanças que ocorrem dentro das populações e que podem levar até sua diferenciação em espécies (Freire-Maia, 1988). Já a **macroevolução**, também conhecida como "evolução acima do nível das espécies", abrange as mudanças suficientemente grandes para distinguir os *taxa* superiores (Futuyma, 1993).

Desde a primeira metade do século XX, alguns cientistas já questionavam a evolução lenta e gradual, tipicamente darwiniana. A partir da observação de que o registro fóssil revela descontinuidades marcantes, ou seja, não existem formas intermediárias indicando uma transformação lenta e gradual entre os *taxa* superiores, foram apresentados modelos macroevolutivos que se confrontavam com a teoria neodarwinista. Os macroevolucionistas, destacando-se Richard Goldschmidt e George Simpson, argumentavam que não se podia compreender a macroevolução baseando-se apenas nos processos neodarwinistas de acúmulo lento e gradual de micromutações. Goldschmidt (1940) propôs o termo "mutação sistêmica" ou "macromutação" para designar uma grande mutação capaz de fazer, por exemplo, surgir uma ave a partir de um réptil. Em 1944, Simpson levou a paleontologia aos domínios da teoria sintética através de sua obra intitulada *Tempo and mode in evolution* (Tempo e modo em evolução), a qual causou um grande impacto na época (Barberena, 1984). A partir das descontinuidades do registro fóssil, Simpson criou a expressão "evolução quântica" para denominar a ocorrência de uma mudança significativa, sem meio-termo. Para ele, a origem dos grandes grupos sistemáticos seria sempre produzida por uma evolução deste tipo. Simpson não acreditava nas macromutações de Goldschmidt (1940), mas apontava a deriva genética como o processo mais consistente para fazer a ligação entre a micro e a macroevolução.

A ênfase nos processos macroevolutivos foi desaparecendo do cenário científico com a morte dos seus maiores expoentes, sendo que nunca se chegou a um acordo sobre qual seria o mecanismo ou fator capaz de gerar as grandes novidades evolutivas (Freire-Maia, 1988). Deste modo, a visão gradualista manteve-se como uma das principais diretrizes dos processos evolutivos.

Segundo a teoria sintética, a evolução em todos os níveis deve ser explicada pelos fatores microevolutivos (mutação, recombinação, migração, seleção natural, deriva genética), ou seja, as mudanças macroevolutivas são compostas por eventos microevolutivos, não havendo justificativa para se supor a ocorrência de fenômenos diferentes dos atualmente propostos (Araújo, 1984).

Apesar disso, dentro da biologia evolutiva ainda não existe um ponto de vista consensual que explique a origem dos *taxa* superiores. Até o momento não foram encontradas respostas completamente satisfatórias dentro da Teoria Sintética para questões como (FreireMaia, 1988): Por quais mecanismos as diferenças entre famílias, ordens, classes e filos evoluíram? Como surgiram os vertebrados a partir de invertebrados? Como se deu a origem dos novos órgãos (p. ex. bexiga natatória dos peixes, mamas dos mamíferos, etc.)? Segundo os defensores da macroevolução, os neodarwinistas esclarecem em parte os fenômenos capazes de gerar as grandes novidades evolutivas, ou seja, descrevem os fenômenos, mas, no entanto, não fornecem explicações satisfatórias sobre como e por que estes ocorreram. Na opinião de Freire-Maia (1988), uma vez que o registro fóssil é o único meio através do qual a macromutação pode ser estudada, não há justificativas para se explicar a evolução nos seus níveis mais altos a partir somente de inferências microevolutivas. Segundo Futuyma (1993), a macroevolução constitui-se ainda hoje em um dos tópicos mais desafiadores e difíceis de serem resolvidos dentro da biologia evolutiva.

Gradualismo *versus* Pontuísmo

Como visto anteriormente, para os darwinistas e neodarwinistas, a evolução, mesmo ao nível dos *taxa* superiores, é relativamente lenta e gradual. Por isso, a especiação realizada segundo o modelo neodarwinista foi denominada de **gradualismo filético**.

Segundo Eldredge & Gould (1972), os principais postulados do gradualismo filético são:

- novas espécies surgem pela transformação de uma população ancestral em descendentes modificados;
- a transformação envolve grande número de indivíduos, usualmente toda a população ancestral;
- a transformação ocorre em toda a área de distribuição geográfica da espécie ancestral ou numa grande porção da mesma;
- idealmente, o registro fóssil da origem de uma nova espécie deveria estar constituído por uma longa sequência de formas intermediárias, quase imperceptivelmente gradacionais, ligando, de forma contínua, o ancestral ao descendente;
- os hiatos morfológicos encontrados no registro fóssil são devidos às falhas do registro geológico (que é bastante incompleto).

Até meados de 1970, era esta a visão dominada pelo paradigma do gradualismo filético, que se tinha sobre especiação. Não concordando com este tipo de interpretação, os paleontólogos Eldredge & Gould (1972) apresentaram uma nova teoria evolutiva denominada **Teoria do Equilíbrio Pontuado**, conhecida também como **pontuísmo** ou **pontualismo**.

A expressão "equilíbrio pontuado" foi empregada por esses autores para ilustrar a situação onde uma espécie era substituída instantaneamente no registro fóssil por uma espécie descendente, mas sem a presença de formas intermediárias entre elas (figura 9.5), como era preconizado pelo gradualismo filético.

Para Eldredge & Gould (1972), a evolução não deve ser vista como um desdobramento gradual, mas sim como um processo onde ocorre um equilíbrio homeostático – **estase** evolutiva – pontuado, apenas raramente, por rápidos e episódicos eventos de especiação (Barberena, 1984) (figura 9.6). É importante salientar que a **estase** compreende um longo período de tempo em que não acontecem mudanças morfológicas significativas, o que não quer dizer total estagnação. Ocorrem, neste período, apenas pequenas mudanças não direcionais (oscilações genéticas decorrentes dos processos microevolutivos) em torno da média das características das populações. Apesar de a especiação poder durar alguns milhares de anos, ela ocorre várias vezes em termos de tempo geológico. Os autores estimam que a duração das fases de "rápida especiação" deve compreender cerca de 1% ou menos do período de estase, dentro do tempo total de existência das espécies.

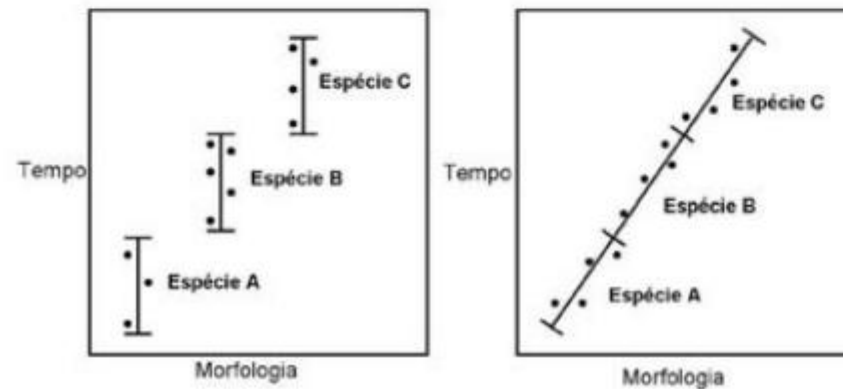



Figura 9.5 Diferentes interpretações sobre o registro paleontológico. À esquerda, a substituição de espécies conforme os preceitos da Teoria do Equilíbrio Pontuado. À direita, a substituição de espécies de acordo com o Gradualismo Filético (redesenhado de Kemp, 1999).

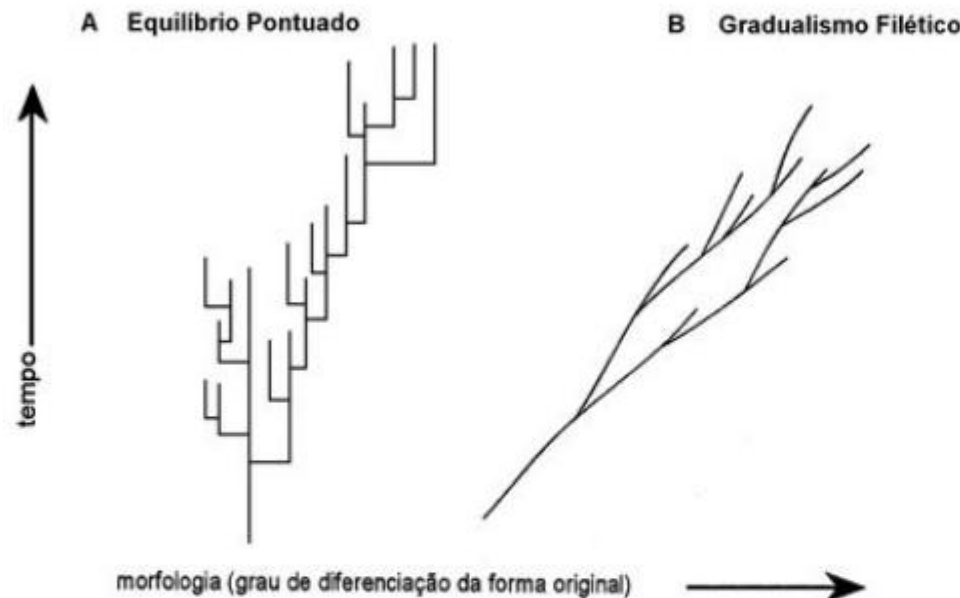



Figura 9.6 Diagramas representativos das tendências evolutivas sob os paradigmas do equilíbrio pontuado (A) e do gradualismo filético (B). No cladograma do equilíbrio pontuado (A), a sucessão das diferentes espécies produz uma tendência, as linhas verticais representam os longos períodos de estase através do tempo geológico e as linhas horizontais representam os rápidos eventos de especiação ("punctuação"). A especiação que ocorre no modelo filético (B) é lenta e gradual e não modifica a direção da tendência evolutiva, nem acelera sua taxa (modificado de Gould, 1982).

Para explicar os eventos de especiação em sua teoria, Eldredge & Gould (1972) basearam-se no modelo de especiação alopátrica dos isolados periféricos (efeito do fundador) de Mayr (1963, 1970 *apud* Mayr, 1977). Os autores consideram que novas espécies podem surgir somente quando uma população local torna-se isolada, na margem de distribuição geográfica da espécie progenitora. Esta população local constitui um "isolado periférico". Se ocorrer o surgimento de barreiras de isolamento reprodutivo, estes isolados periféricos constituirão uma nova espécie. Como consequência da especiação alopátrica, *as novas espécies fósseis não se originam no mesmo local onde viveram seus ancestrais*.

Desta forma, para Eldredge & Gould (1972), os hiatos morfológicos, interpretados pelos neodarwinistas como falhas do registro fossilífero, são vistos como o resultado lógico dos eventos de especiação alopátrica. Assim, em qualquer seção geológica local contendo a espécie ancestral, o surgimento da espécie descendente no registro fóssil deve constituir-se em um evento brusco representado por uma quebra morfológica significativa entre as duas (punctuação). Este evento marca a migração da espécie descendente, vinda da área perifericamente isolada onde se desenvolveu, para a área da espécie ancestral. A quebra morfológica reflete a fase de "rápida especiação" ocorrida na população local inicial isolada (= isolado periférico). Com a chegada da espécie descendente, a espécie ancestral pode continuar existindo normalmente, retrair-se geograficamente ou extinguir-se (figura 9.7). Portanto, se a especiação ocorrer rapidamente em pequenas populações, distantes da área em que a espécie ancestral é mais abundante, muito raramente encontrar-se-á uma evidência real desse evento no registro fossilífero (Barberena, 1984), tendo em vista que os organismos raros têm pouca chance de serem fossilizados.

Muita polêmica criou-se após a publicação da teoria do equilíbrio pontuado, tendo os seus autores recebido várias críticas por parte dos neodarwinistas. Em 1977, Gould & Eldredge publicaram um novo trabalho rediscutindo sua teoria e manifestando-se sobre os trabalhos publicados pelos autores que criticaram o pontuísmo. Gould & Eldredge (1977) salientam que sua teoria não invalida a teoria sintética, apenas contraria o ponto de vista de que a evolução lenta, gradual e contínua seja o modo predominante dentro das mudanças evolutivas. Para eles, o equilíbrio pontuado é o processo evolutivo mais comum na natureza.

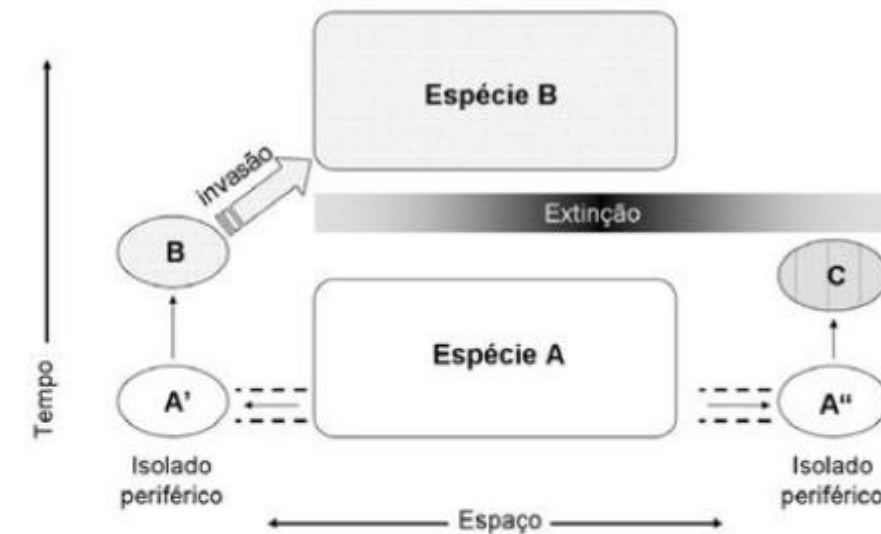



Figura 9.7 Esquema mostrando como ocorre o processo de especiação do ponto de vista geográfico, segundo a Teoria do Equilíbrio Pontuado de Eldredge & Gould (1972). Observa-se que a especiação ocorrida nas pequenas populações dos isolados periféricos é o principal mecanismo responsável pelo estabelecimento do padrão do tipo equilíbrio pontuado (redesenhado de Kemp, 1999).

Os neodarwinistas afirmam que quando há o surgimento de novas espécies em isolados periféricos, o número de indivíduos inicialmente é baixo e, portanto, a probabilidade de se encontrar algum fóssil desses indivíduos é muito pequena ou nula. A nova espécie só terá maior probabilidade de deixar fósseis quando estiver dominando o ambiente, o que significa um aumento do número de indivíduos. Neste momento, ela possivelmente já será uma espécie totalmente diferenciada. Os neodarwinistas admitem também rápidas mudanças nas taxas evolutivas, e alegam que eventos de rápida especiação são constatados hoje em dia e podem ser explicados pelos mecanismos microevolutivos. Segundo Salzano (1993), a polêmica entre neodarwinistas e pontuístas acontece devido a problemas ao nível de escala temporal. Uma mudança que opera por milhares de gerações é classificada como lenta pelos geneticistas, mas pode ser considerada instantânea pelos paleontólogos, devido à baixa resolução do registro geológico. Em geologia, milhares de anos podem estar materializados e condensados em uma fina camada (de espessura centimétrica) de rocha sedimentar.

Uma questão ainda em aberto é sobre o fenômeno da estase. Os neodarwinistas acreditam que a estase ocorra apenas em frequências muito baixas. O exemplo clássico seria o dos "fósseis vivos", que possuem baixas taxas evolutivas e são raros na natureza. Eles são também a favor de que, na maior parte das vezes, quando ocorrem baixas taxas evolutivas, como no exemplo citado, os *taxa* continuam a evoluir por anagênese (mudanças direcionais), veja figura 9.4A. Já os pontuístas insistem na ocorrência da estase (mudanças não direcionais) na grande maioria das espécies. Desta forma, eles não acreditam que ocorra evolução por anagênese (i.é, através de baixas taxas evolutivas), veja figura 9.4B, mas apenas por cladogênese (i.é, através de altas taxas evolutivas), veja figura 9.4C. Segundo Gould (1982), em termos de estudos paleontológicos, os fenômenos de estase são praticamente ignorados. Os paleontólogos preocupam-se apenas com eventos de rápida especiação, quando deveriam na verdade investigar os períodos de estase, pois estes constituem-se em dados reais bem documentados no registro geológico.

Debatendo o Registro Fóssil

Desde a proposição da Teoria do Equilíbrio Pontuado, uma sorte de pesquisadores tratou de avaliar, ou mesmo, reavaliar o registro fóssil com o intuito de constatar ou não a ocorrência do fenômeno de estase e eventos de especiação do tipo "pontuado", como sugerido por Eldredge & Gould (1972) e Gould & Eldredge (1977). Como resultado, um número cada vez maior de estudos bastante detalhados foi realizado com base nos registros fósseis considerados os mais completos possíveis, utilizando-se para isso de análises estatísticas apropriadas.

Um dos primeiros estudos utilizados com a finalidade de constatar a existência do fenômeno da estase entre as espécies fósseis, provém do trabalho de Coope (1979) que estudou detalhadamente besouros quaternários. Ele analisou o registro de espécies de besouros nos últimos 1,7 milhão de anos e não encontrou nenhuma mudança evolutiva nestas; todas as espécies conhecidas ao longo do Quaternário são idênticas, em termos morfológicos, às espécies modernas. Segundo Kemp (1999), este se configura em um dos melhores exemplos de estase conhecidos, uma vez que as espécies não se modificaram mesmo durante um período de intensas flutuações climáticas, como foi o Quaternário.

Ainda em relação à constatação da ocorrência da estase no registro, Cheetham (1987) estudou 46 características mensuráveis em um gênero de briozoário do Caribe, através de um período de cerca de 4,5 Ma, para depósitos do Mioceno superior e Plioceno inferior. Ele verificou que praticamente não ocorreu nenhuma mudança nessas características dentro das espécies analisadas, exceto por umas poucas que apresentaram alguma alteração ao longo do tempo. Cheetham (1987) concluiu que apesar de as espécies não terem exibido uma completa estase, a análise demonstrou que a maioria das suas características manteve-se estabilizada por longos intervalos de tempo, como preconizado por Eldredge & Gould (1972) e Gould & Eldredge (1977).

No entanto, outro estudo (Malmgren & Kennet, 1981) envolvendo foraminíferos planctônicos e bentônicos, recuperados de testemunhos de sondagem perfurados em depósitos marinhos do Pacífico Sul, mostrou claramente a ocorrência de mudanças graduais das características dentro das espécies, o que se configura em um processo evolutivo anagenético. As amostragens foram feitas em intervalos de cerca de 100 000 anos, distribuídos ao longo dos últimos 8 Ma, o que corresponde a um período que vai do Mioceno tardio ao Pleistoceno tardio. Porém, esta análise demonstrou efetivamente que além de processos anagenéticos, as características podem também apresentar momentos de "estagnação" ou mudanças não direcionais, típicas do fenômeno da estase (figura 9.8).

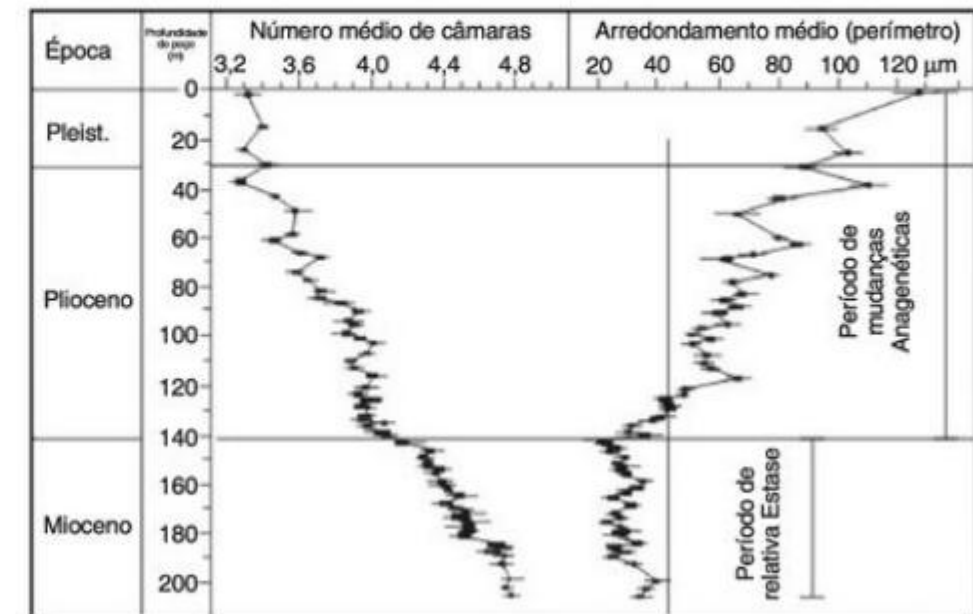



Figura 9.8 Evolução de duas características morfológicas (número de câmaras e perímetro) do foraminífero *Globorotalia conoidea*, feita com base na amostragem do Poço DSDP 284 referente ao *Deep Sea Drilling Project* (= Projeto Perfuração em Águas Profundas). Durante o Mioceno, as características analisadas se encontram em um quase estado de "estase" (sem modificações direcionais), como previsto na Teoria do Equilíbrio Pontuado, enquanto a partir do início do Plioceno até o final do Pleistoceno, elas passam a modificar-se direcionalmente ao longo do tempo (mudanças anagenéticas), como preconizado pela Teoria do Gradualismo Filético. Pleist. = Pleistoceno (modificado de Malmgren & Kennett, 1981).

Há na literatura um bom número de exemplos da ocorrência de processos anagenéticos e, portanto, de eventos de especiação graduais. No entanto, há igualmente, bons exemplos sobre mudanças pontuais nas linhagens evolutivas, ou seja, caracterizadas por rápidos eventos de especiação. Raros são os casos nos quais ambos os processos são constatados ao longo de uma mesma linhagem filética, como o citado acima (Malmgren & Kennet, 1981) e o apresentado por Geary (1990) que estudou cuidadosamente gastrópodes do Mioceno da Eurásia. Essa autora verificou inicialmente um evento de estase na espécie *Melanopsis impressa* por um intervalo de 7 Ma. Então, nos 2 Ma subsequentes, esta espécie começou a apresentar mudanças graduais em algumas de suas características, o que resultou, ao final deste período, em uma nova espécie denominada de *Melanopsis fossilis*. Este representa um claro exemplo do surgimento de uma nova espécie através de um processo lento e gradual, com preservação das formas intermediárias, como preconizado pelo modelo do gradualismo filético. Entretanto, Geary (1990) assinalou, também para este mesmo período, o surgimento de uma nova espécie, *Melanopsis vindobonensis*, que aparentemente evolui a partir de *Melanopsis fossilis* de maneira bastante rápida, surgindo de modo instantâneo no registro (menos de 500 mil anos), exceto por uma única localidade na qual foram encontradas formas intermediárias. Este caso, por outro lado, encaixa-se perfeitamente no padrão de especiação descrito pelo modelo do equilíbrio pontuado, onde há uma fase de rápidas mudanças que ocorre, de forma restrita, em uma população periférica isolada, seguida de uma fase de expansão geográfica após o surgimento da nova espécie (figura 9.7).

Tais exemplos indicam claramente que o registro fóssil demonstra a existência de uma gama de padrões evolutivos que varia dos eventos pontuais geologicamente instantâneos às mudanças graduais assinaladas em diferentes velocidades ou taxas evolutivas. Deste modo, ao que parece, o surgimento de uma nova espécie pode se dar não apenas por processos cladogenéticos (= especiação biológica), bem como por processos anagenéticos (= cronoespécies). Além disso, o fe-

nômeno de estase realmente ocorre, de maneira mais ou menos efetiva, ao longo das linhagens evolutivas. Somit & Peterson (1989) e Kemp (1999) oferecem bons exemplos de gradualismo e pontuísmo em linhagens fósseis, além de debates sobre a análise do registro fóssil.

Biogeografia

A **biogeografia** é o estudo da distribuição geográfica dos organismos. Ela procura estabelecer o padrão de distribuição geográfica das distintas espécies e *taxa* superiores sobre as diferentes regiões do globo e explicar o porquê deste padrão. A biogeografia relaciona-se intimamente com a ecologia e com a geologia, uma vez que as respostas para alguns dos problemas biogeográficos são mais ecológicas e para outros, mais históricas (ou geológicas).

A biogeografia foi decisiva na formulação da teoria da evolução darwinista. Charles Darwin utilizou a biogeografia como evidência da evolução e Alfred Wallace despendeu grande parte de sua vida desenvolvendo conceitos biogeográficos. O estudo da biogeografia no Ocidente começou cerca de 200 anos após o início das grandes navegações europeias. Com a conquista de vários territórios, em diferentes continentes (América, África e Ásia), um grande acervo de animais e plantas "exóticos" foi coletado e tornou-se conhecido dos naturalistas europeus. Além disso, estes passaram a ter a possibilidade de visitar as áreas de ocorrência desses diferentes seres, através do estabelecimento das colônias dos países europeus nos territórios conquistados. Tornou-se inevitável, então, questionar por que diferentes animais e plantas vivem em determinadas regiões e não em outras. Surgiram, a partir disso, os termos **endêmico e cosmopolita**. Um organismo **cosmopolita** é aquele dotado de uma grande distribuição geográfica (em escala continental). Já um organismo **endêmico** (indígena ou nativo) é aquele que possui uma distribuição restrita a uma determinada região geográfica (Mendes, 1988). O grau de endemismo depende do nível taxonômico abordado. Assim, uma família pode ser cosmopolita (ocorrer em quase todos os continentes, p. ex.), enquanto um gênero ou uma espécie desta mesma família pode ser endêmico(a) de uma região (em um único continente).

A origem da biogeografia é atribuída a Buffon que, em 1761, declarou que o "Velho" e o "Novo" mundos não tinham espécies de mamíferos em comum. Esta observação levou à formulação da "Lei de Buffon", a qual postulava que diferentes regiões do globo, embora às vezes compartilhando as mesmas condições ambientais, eram habitadas por diferentes espécies de animais e plantas (Myers & Giller, 1988). Alfred Wallace e outros biogeógrafos pioneiros perceberam que muitos *taxa* endêmicos apresentavam distribuições que se sobrepunham parcialmente dentro da mesma área geográfica – distribuições congruentes (Futuyma, 1993). A partir disso, estabeleceram os chamados **reinos biogeográficos**, os quais representam extensas áreas geográficas (em escala continental) caracterizadas por um grande conjunto de *taxa* endêmicos. Um exemplo clássico é a fauna de marsupiais da Austrália, onde cangurus, coalas e outros mamíferos são endêmicos daquele continente. No interior e nas bordas dos reinos, as **barreiras** à dispersão definem, muitas vezes, os limites entre associações de espécies. Qualquer obstáculo à dispersão, seja de natureza abiótica (parâmetros físico-químicos) ou biótica (parâmetros biológicos), denomina-se **barreira biogeográfica**. Há vários tipos de barreiras que influem na distribuição dos organismos:

- no meio terrestre: mares, grandes rios, cadeias de montanhas, desertos, tipos de clima, descontinuidades na vegetação;
- no meio aquático: variações de salinidade, temperatura, profundidade, tipos de substrato e luminosidade.

A parte da biogeografia que estuda a distribuição geográfica dos organismos do passado recebe o nome de **paleobiogeografia**. Através da aplicação de seus conceitos, é possível detectar a influência das "paleobarreiras" na distribuição dos organismos pretéritos (Mendes, 1988). Daí a importância de se entender, em paleontologia, os princípios básicos da biogeografia.

O estudo das distribuições geográficas dos organismos pode ser dividido em **biogeografia histórica** e **biogeografia ecológica**. O botânico Augustin Pyrame de Candolle (1778-1841), ao definir estes termos, reconheceu que as explicações "*ecológicas*" dependiam de "*causas físicas operando no tempo presente*", enquanto as "*históricas*" estavam relacionadas a "*causas que não mais existem hoje*" (Nelson & Platnick, 1984). Os biogeógrafos históricos tenderiam, portanto, a ver as distribuições como consequência de acontecimentos passados, como, por exemplo, a deriva dos continentes, ao passo que os biogeógrafos ecológicos tenderiam a relacionar as distribuições com fatores contemporâneos, como as

interações interespecíficas ou a distribuição dos hábitats (Futuyma, 1993). Com base nisso, Wiley (1981) define:

- **biogeografia histórica**, como o estudo das distribuições espacial e temporal dos organismos (ao nível taxonômico), sendo as explicações para estas distribuições baseadas em eventos históricos passados;
- **biogeografia ecológica**, como o estudo da dispersão dos organismos (ao nível do indivíduo ou de populações locais) e dos mecanismos que a mantêm ou a modificam.

Esses dois enfoques sobrepõem-se e, na maioria dos casos, tanto processos históricos como ecológicos devem ser levados em conta na compreensão dos padrões de distribuição dos organismos abordados. Muitos padrões históricos têm, em última análise, bases ecológicas, e a dispersão tem um componente histórico, bem como um ecológico. Entretanto, a meta e o interesse do biogeógrafo ecológico relacionam-se mais com a ecologia do que com a sistemática, enquanto o oposto é verdadeiro para o biogeógrafo histórico. O primeiro está interessado na dinâmica das biotas como uma unidade ecológica e o segundo está interessado na origem e na relação de parentesco entre as biotas (Wiley, 1981).

Para os paleontólogos, a biogeografia histórica é o que normalmente interessa, uma vez que a biogeografia ecológica, por definição, tem pouca aplicabilidade em paleontologia, seja porque trata da distribuição dos organismos atuais, seja porque trabalha apenas ao nível das evidências ecológicas, difíceis de serem totalmente elucidadas em estudos paleontológicos. Além disso, o registro fóssil é um importante elemento dentro do campo da biogeografia histórica, auxiliando inclusive na compreensão da distribuição dos grupos atuais, como será visto adiante.

A. Biogeografia Histórica: Dispersão *Versus* Vicariância

Inicialmente, deve-se analisar quais são as causas da distribuição dos organismos segundo a biogeografia histórica. A atual distribuição de um táxon em uma determinada área hoje pode ser devida a duas razões históricas:

- seus ancestrais originalmente já ocorriam lá e seus descendentes sobreviveram até os dias presentes;
- seus ancestrais originalmente ocorriam em algum outro lugar e depois eles (ou seus descendentes) dispersaram-se para esta nova área, onde seus descendentes sobrevivem até hoje (Nelson & Platnick, 1984).

Estas duas razões caracterizam dois tipos de explicação histórica: **dispersão** e **vicariância**. **Dispersão** ocorre quando parte de uma população ancestral, de distribuição limitada por uma barreira biogeográfica, consegue atravessá-la, colonizando uma nova área além da barreira. Se os membros da população colonizadora permanecerem isolados dos membros da área de origem, eles eventualmente evoluirão para um táxon distinto (figura 9.9A). **Vicariância** ocorre quando uma população ancestral é dividida em pelo menos duas subpopulações devido ao surgimento de uma barreira geográfica intransponível; com o tempo as subpopulações evoluem para diferentes *taxa* (figura 9.9B). Portanto, no fenômeno da vicariância o aparecimento da barreira é visto como "a causa da disjunção" (separação da população em subpopulações). Logo, a barreira tem a idade da disjunção. No fenômeno de dispersão a barreira é anterior à disjunção e não pode ser apontada como a causa desta (Nelson & Platnick, 1984). Deve-se ressaltar que a distribuição disjunta de um táxon ou de um grupo taxonômico qualquer recebe o nome de "padrão vicariante". A constatação de um padrão vicariante de distribuição não explica em si o fenômeno (dispersão *x* vicariância) que o originou, pois o padrão vicariante (distribuição disjunta) pode surgir não só através das barreiras ocasionadas pelas mudanças na distribuição das terras e continentes (ação da deriva continental), mas também pela extinção de populações intermediárias relacionada a alterações no ambiente (Futuyma, 1993).

Como exemplo de dispersão temos a atual distribuição de certos mamíferos placentários (gatos, antas, veados) na América do Sul, uma vez que estes emigraram da América do Norte, no final do Plioceno, através do Istmo do Panamá (Mendes, 1988). Em termos de vicariância, a distribuição das aves ratitas (emas, avestruzes, casuares, emus) na América do Sul, África e Australásia, pode ser explicada pela fragmentação do antigo supercontinente do Gondwana durante o Mesozoico. Este evento provocou o isolamento deste grupo de aves em subgrupos, os quais sobreviveram independentemente em cada um dos atuais continentes resultantes da fragmentação do Gondwana (Futuyma, 1993).

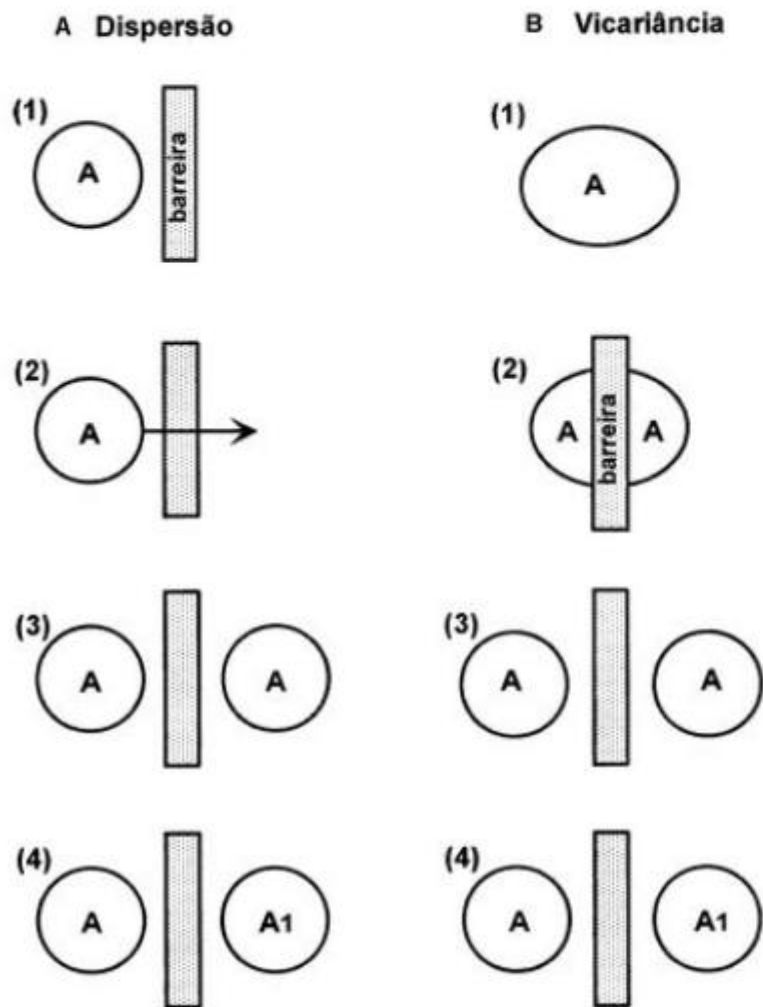



Figura 9.9 Processos de distribuição geográfica *versus* especiação. (A) Dispersão: (1) população ancestral da espécie A distribuída em uma determinada área limitada por uma barreira geográfica; (2) dispersão de parte da população através da barreira; (3) formação de duas populações da espécie A; (4) subsequente diferenciação das populações com o surgimento da espécie A_1. (B) Vicariância: (1) população ancestral da espécie A distribuída em uma determinada área; (2) aparecimento de uma barreira biogeográfica dentro da área de distribuição da espécie A; (3) formação de duas populações da espécie A de cada lado da barreira; (4) subsequente diferenciação das populações com o surgimento da espécie A_1 (modificado de Nelson & Platnick, 1984).

Por último, deve-se salientar que as explicações relativas à dispersão e à vicariância diferem entre si, também, quanto ao seu grau de generalização: a dispersão tende a explicar a distribuição de um grupo particular de organismos e a vicariância, a distribuição de muitos grupos ao mesmo tempo. Para a dispersão é fator importante o "modo de dispersão" de um grupo particular, sendo que este varia de grupo para grupo. Portanto, uma explicação possível para um grupo de aranhas, por exemplo, pode não ser aceitável para um grupo de aves. As explicações relativas à dispersão têm sua generalização limitada a grupos que tenham modos de dispersão semelhantes. Por outro lado, para a vicariância o modo de dispersão em si não é importante. Os fatores causais da vicariância são mudanças geológicas e ecológicas que afetam simultaneamente muitos grupos de organismos com diferentes modos de dispersão (Nelson & Platnick, 1984). Logo, as explicações vicariantes tendem a explicar padrões de distribuição que requerem uma explanação mais geral (Wiley, 1981).

B. Métodos em Biogeografia Histórica

Uma das melhores ferramentas para explicar a distribuição de um grupo é um bom registro fóssil. O registro fóssil pode ser empregado como um fator decisivo para determinar-se quando e onde um grupo surgiu e, consequentemente, se ele poderia ou não ter sido posteriormente fragmentado pela deriva continental (Futuyma, 1993).

A distribuição pretérita de um grupo muitas vezes esclarece se a sua distribuição atual deve-se à dispersão ou à vicariância. Por exemplo, atualmente, as antas (Tapiridae) distribuem-se pela América Tropical e

Malásia. O grupo surgiu no Terciário, quando os atuais continentes já se achavam separados. Fósseis de tapirídeos são encontrados na América do Norte, Ásia e Europa desde o início do Terciário Superior até o Pleistoceno, mostrando que este grupo possuía uma ampla distribuição no passado. Na América do Sul, os tapirídeos só chegaram no Pleistoceno, vindos da América do Norte, através do Istmo do Panamá. A atual distribuição disjunta das antas deve-se à extinção de populações intermediárias na Europa, Ásia e América do Norte e representa vestígio de um grupo que se dispersou através da Eurásia e Américas. Já grupos mais antigos indicam, através do registro fóssil, que a deriva dos continentes pode explicar melhor suas distribuições atuais. Os sapos pipídeos da América do Sul e África, por exemplo, são conhecidos em ambos os continentes, desde o final do Mesozoico, quando estes ainda estavam parcialmente unidos. Portanto, a posterior separação da América do Sul e África explica a atual distribuição disjunta deste grupo.

Em termos de grupos extintos, a mesma metodologia pode ser aplicada. As glossopterídeas foram plantas muito comuns no antigo supercontinente do Gondwana no final do Paleozoico. A atual distribuição disjunta de seu registro fóssil na Austrália, África, América do Sul, Índia e Antártica deve-se à fragmentação posterior do Gondwana, pois essas plantas exclusivamente terrestres jamais poderiam ter cruzado os extensos mares oceânicos que hoje separam aqueles continentes. Portanto, a distribuição pretérita das glossopterídeas por todo o Gondwana deve-se, possivelmente, a fenômenos de dispersão a partir de um centro de origem situado em alguma região do antigo supercontinente. Já a distribuição dos marsupiais fósseis (grupo dos cangurus, coalas, gambás) pode ser explicada pela deriva continental. Esses animais originaram-se no Gondwana, tendo ficado isolados na Austrália, América do Sul e Antártica desde o final do Mesozoico, devido inicialmente à fragmentação do Pangea, que isolou o Gondwana dos demais continentes e, posteriormente, devido à completa fragmentação do Gondwana. Assim sendo, os marsupiais formaram três grandes faunas distintas sobre cada um dos três continentes austrais mencionados. A fauna antártica extinguiu-se durante o Terciário devido ao resfriamento e ao congelamento deste continente. As faunas da América do Sul e Austrália evoluíram independentemente, dando origem a duas faunas endêmicas distintas. Portanto, a distribuição disjunta dos marsupiais fósseis (e dos atuais também!) pode ser explicada por isolamento devido à deriva continental, seguida da extinção de populações intermediárias.

Na ausência de um registro fóssil adequado, a história da distribuição de um grupo pode ser inferida, muitas vezes, a partir da **análise filogenética**. Neste caso, a biogeografia histórica depende inteiramente de uma taxonomia filogeneticamente correta. Não se pode tentar explicar a distribuição de um táxon sem que seus membros possuam realmente um ancestral comum, ou em outras palavras, constituam um grupo **monofilético**. Muitas vezes é possível inferir que um grupo se originou numa área e se dispersou para outra, se a filogenia do grupo for determinada pela cladística ou por métodos semelhantes (Futuyma, 1993).

Filogenia, monofilia e polifilia

Filogenia é a genealogia de um grupo de *taxa*, tais como espécies, gêneros, etc. As **análises filogenéticas**, através da **sistemática filogenética**, procuram estabelecer a relação de parentesco entre os *taxa* de um grupo particular. Este tipo de análise resulta na construção de **árvores filogenéticas** (p. ex. os cladogramas) que procuram representar as diversas linhas de descendência dos *taxa* analisados.

Grupos de *taxa* podem ser **mono, poli** ou **parafiléticos**. Os grupos **monofiléticos** são aqueles em que os *taxa* derivam de um único ancestral comum. Grupos **polifiléticos** são aqueles em que os *taxa* analisados derivam de dois ou mais ancestrais. Grupos **parafiléticos** são aqueles que não incluem todos os descendentes de um ancestral comum.

O estudo da biogeografia associado à sistemática filogenética é denominado de **biogeografia filogenética**. Este método baseia-se em conceber uma hipótese de filogenia detalhada para um grupo de organismos e inferir a sua história biogeográfica a partir da filogenia estabelecida. Os pontos básicos da biogeografia filogenética são, segundo Wiley (1981):

- as espécies estreitamente relacionadas tendem a substituir umas às outras no espaço geográfico, apresentando padrões disjuntos (= vicariantes) de distribuição; *taxa* superiores (gêneros, famílias, ordens) podem também ser vicariantes, mas frequentemente demonstram graus de superposição geográfica;
- se diferentes grupos de organismos monofiléticos demonstram o mesmo padrão geográfico, eles provavelmente dividem a mesma história biogeográfica.

Para se aplicar os conceitos da biogeografia filogenética, utilizam-se dois métodos principais. O primeiro é conhecido como **regra da progressão** e procura descobrir a área ocupada pelos "tipos primitivos". Segundo esta regra, espera-se encontrar os tipos primitivos de um grupo persistindo na sua área de origem e as formas mais especializadas ou derivadas, vivendo em áreas mais remotas. O segundo método procura estabelecer como os grupos de organismos estão relacionados filogeneticamente através de um diagrama denominado **cladograma**. Os **cladogramas** são construídos tendo como base as características únicas que determinam os distintos grupos de organismos (figura 9.10). Assim, se as características únicas de cada grupo são indicativas da existência de um ancestral comum, então os cladogramas representam também relações evolutivas de parentesco (Nelson & Platnick, 1984).

A partir de relações filogenéticas estabelecidas nos cladogramas, pode-se inferir dispersão ou vicariância. Se espécies consideradas ancestrais (= "tipos primitivos") ocorrerem em uma área 1 e se as espécies de uma área 2 forem "grupo irmão" (ou seja, intimamente relacionadas) das espécies da área 1, provavelmente a área 1 é a área de origem do grupo todo. Neste caso, temos uma história de dispersão (figura 9.11A). Por outro lado, se uma ampla região habitada por um táxon sofrer uma sucessiva fragmentação em áreas menores e isoladas, as relações entre os *taxa* derivados do táxon ancestral devem refletir a história da fragmentação. Esta é uma história de vicariância (figura 9.11B).

Pode-se ainda, em vista a compreender um processo vicariante, elaborar o chamado **cladograma geográfico**. Este é um cladograma que especifica apenas a relação entre as várias áreas em estudo, sem referência alguma aos organismos que as habitam. Tais cladogramas são obtidos a partir tanto de informações biológicas (análise dos cladogramas dos organismos), quanto de informações geológicas (análise dos eventos geológicos). Eles são muito fáceis de ser construídos ao nível continental, mas são muito difíceis de ser elaborados para pequenas áreas geográficas, uma vez que são necessários dados geológicos e geográficos bastante precisos. A técnica consiste em comparar um cladograma geográfico das áreas estudadas com os vários cladogramas dos distintos organismos (cladogramas biológicos) que as habitam. Se houver uma correspondência entre o cladograma geográfico e os cladogramas biológicos, então pode-se inferir que as causas associadas com o cladograma geográfico possam, também, ter causado as sequências filogenéticas de diferenciação dos *taxa* (ou especiação, no caso de espécies) observadas nos cladogramas biológicos (Wiley, 1981).

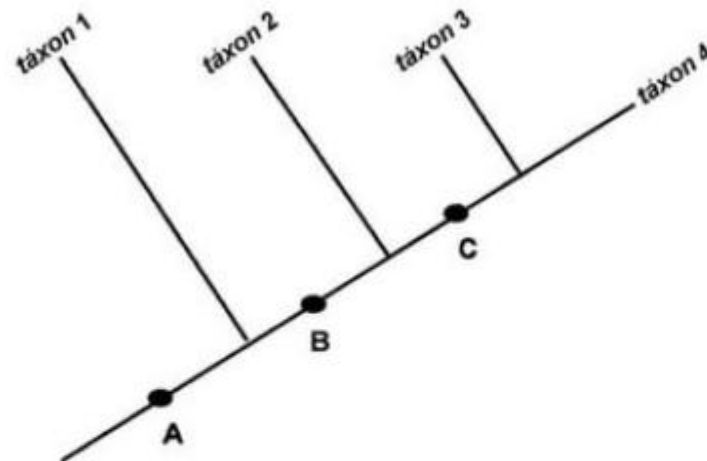



Figura 9.10 Cladogramas como indicadores de relações filogenéticas. No cladograma apresentado pode-se verificar que: as características unicamente divididas entre os *taxa* 3 e 4 definem este grupo e não são encontradas nos *taxa* 1 e 2; as características unicamente divididas entre os *taxa* 2, 3 e 4 definem este grupo e não são encontradas no táxon 1. Se as características únicas de cada grupo indicam a existência de um ancestral comum, então os cladogramas representam relações evolutivas de parentesco. No caso deste cladograma pode-se admitir que os *taxa* 3 e 4 têm um ancestral comum C, o qual não é ancestral dos *taxa* 1 ou 2; que os *taxa* 2, 3 e 4 têm um ancestral comum B, o qual não é ancestral do táxon 1; e que todos os *taxa* possuem um único ancestral comum A. Com isso, o cladograma representa a filogenia (= história evolutiva) deste grupo de *taxa* e mostra a sequência de divergência (ou diferenciação) dos *taxa* a partir de seus ancestrais comuns. O grupo em questão pode ser considerado monofilético, pois todos os seus *taxa* (1, 2, 3 e 4) possuem um ancestral comum A (modificado de Nelson & Platnick, 1984).

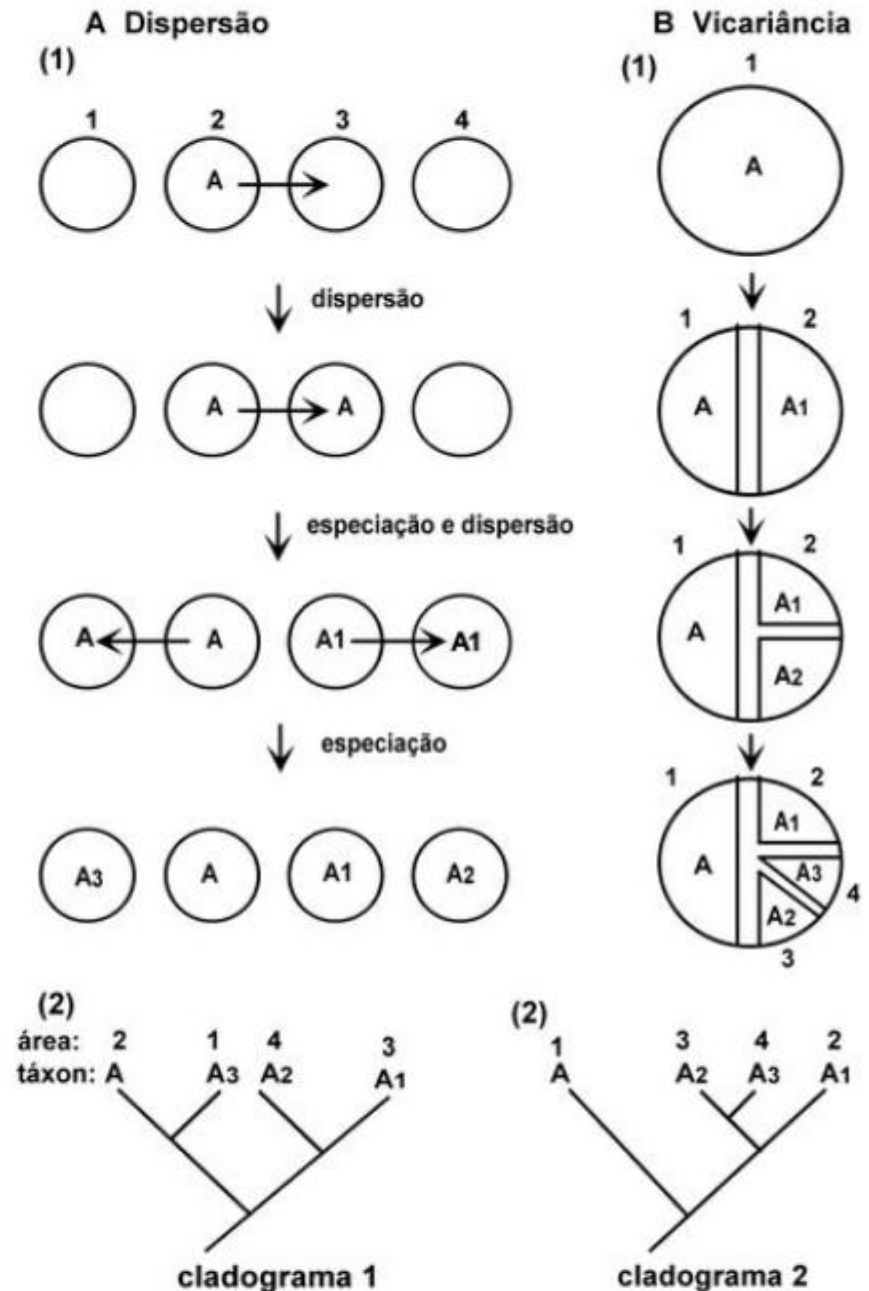



Figura 9.11 Relações cladísticas como indicadoras da história biogeográfica. (A) Dispersão: (1) a partir de uma área-fonte – 2 – parte da população da espécie A dispersa-se para outras áreas – 1 e 3 – dando origem a novas populações que, por sua vez, também podem se dispersar – área 4; posteriormente, as populações diferenciam-se em novas espécies A_1, A_2 e A_3. (2) as relações filogenéticas expostas no cladograma 1 refletem a sucessiva história de dispersão das populações da espécie ancestral A. (B) Vicariância: (1) a população da espécie A, de distribuição contínua – área 1 – é fragmentada em distintas populações pelo surgimento de sucessivas barreiras biogeográficas (eventos vicariantes); estas populações passam a evoluir independentemente, dando origem a diferentes espécies A_1, A_2 e A_3 nas diferentes áreas estabelecidas – 2, 3, 4; (2) as relações filogenéticas expostas no cladograma 2 refletem a história vicariante das sucessivas populações da espécie ancestral A (modificado de Futuyma, 1993).

Referências

ARAÚJO, A. M. 1984. Microevolução e Macroevolução: a perspectiva da genética. *In:* CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33. Rio de Janeiro, SBG, *Anais*, v. 1, p. 451-460.

BARBERENA, M. C. 1984. Microevolução e Macroevolução: a perspectiva da paleontologia. *In:* CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33. Rio de Janeiro, SBG. *Anais*, v. 1, p. 465-476.

CHEETHAM, A. H. 1987. Time of evolution in a Neogene bryozoan: are trends in single morphological characters misleading? *Paleobiology, 13:* 286-296.

COOPE, G. R. 1979. Late Cenozoic fossil Coleoptera: evolution, biogeography, and ecology. *Annual Review of Ecology and Systematics, 10:* 247-267.

DARWIN, C. 1859. *The Origin of Species*. John Murray, London, 490 p.

ELDREDGE, N. & GOULD, S. J. 1972. Punctuated equilibria: an alternative to phyletic gradualism, *In:* SCHOPF, T.J.M. (ed.). *Models in paleobiology.* Freeman, Cooper e Co, San Francisco, p. 82-115.

FREIRE-MAIA, N. 1988. *Teoria da Evolução: De Darwin à Teoria Sintética*. São Paulo, Ed. Itatiaia, Ed. Univ. de São Paulo, 415 p.

FUTUYMA, D.J. 1993. *Biologia Evolutiva*. Sociedade Brasileira de Genética/CNPq, Ribeirão Preto, 631 p.

GEARY, D. H. 1990. Patterns of evolutionary tempo and mode in the radiation of *Melanopsis* (Gastropoda; Melanopsidae). *Paleobiology, 16:* 492-511.

GOLDSCHMIDT, R. 1940. *The material basis of evolution*. Yale University Press, New Haven, Connecticut.

GOULD, S. J. 1982. The meaning of ponctuated equilibrium and its role in validating a hierarchical approach to macroevolution. *In:* MILKMAN, R. (ed.). *Perspectives on Evolution*, Sinauer Associates, Inc. publishers Sunderland, Massachusets, p. 5-104.

GOULD, S. J. 1991. *Seta do Tempo Ciclo do Tempo, mito e metáfora na descoberta do tempo geológico*. Companhia das Letras, 221 p.

GOULD, S. J. & ELDREDGE, N. 1977. Punctuated Equilibria: The Tempo and Mode of Evolution Reconsidered. *Paleobiology, 3:* 115-151.

GRANT, V. 1991. *The Evolutionary Process, a Critical Study of Evolutionary Theory*. Columbia University Press, New York, 487 p.

HUTTON, J. 1788. Theory of Earth. *Transactions of the Royal Society of Edimburg, 1*: 209-305.

KEMP, T. S. 1999. *Fossils & Evolution*. Oxford University Press, Oxford, 284 p.

LAMARCK, J. B. 1809. *Philosophie zoologique*. Paris, Denter.

LYELL, C. (1830-1833). *Principles of geology, being an attempt to explain the former changes of the earth's surface by reference to causes now in operation*, 3 v. London, John Murray.

MALMGREN, B. A. & KENNET, J. P. 1981. Phyletic gradualism in a Late Cenozoic planktonic foraminiferal lineage; DSDP site 284, southwest Pacific. *Paleobiology, 7:* 230-240.

MALTHUS, T. R. 1798. *An essay on the principles of population*. London, J. Johnson.

MAYR, E. 1977, *Populações, espécies e evolução*. Editora da Universidade de São Paulo, Série 3ª (Ciência Puras), v. 5, 485 p.

MENDES, J. C. 1988. *Paleontologia Básica*. T. A. Queiroz (ed.). Editora da Universidade de São Paulo, 347 p.

MYERS, A. A. & GILLER, P. S. 1988. *Analytical biogeography and integrated approach to the study of animal and plant distributions*. London, Chapman & Hall, 578 p.

NELSON, G. & PLATNICK, N. 1984. Introduction. *In*: HEAD, J. J. (ed.). *Biogeography*. Carolina Biological Supply Company, p. 3-16.

SALZANO, F. M. 1993. *Biologia, Cultura e Evolução*. Porto Alegre, Editora da Universidade/UFRGS, Síntese Universitária/8, Porto Alegre, 111 p.

SIMPSON, G. G. 1944. *Tempo and Mode in Evolution*. Columbia University Press, New York, 237 p.

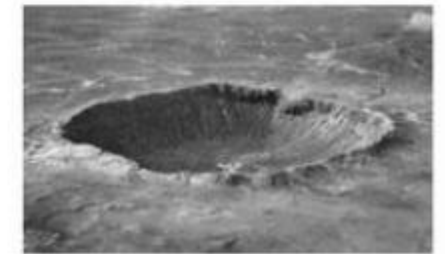
SOMIT, A. & PETERSON, S. A. 1989. *The dynamics of evolution: the punctuated equilibrium debate in the natural and social sciences*. Cornell University Press, Ithaca, New York.

TEMPLETON, A. R.1981. Mechanisms of speciation – a population genetic approach. *Annual Review of Ecology and Systematics, 12*: 23-48.

WILEY, E. O.1981. *Phylogenetics, the Theory and Practice of Phylogenetic Systematics*. John Wyley & Sons, New York, 439 p.

10

Extinções

Cesar Leandro Schultz

A ideia de que uma espécie inteira de criaturas pudesse desaparecer para sempre não era aceita pela maioria das pessoas até meados do século XVIII. Naquela época, o achado de fósseis que não podiam ser atribuídos a nenhuma forma vivente era "explicado" como sendo pertencente a organismos que viviam em lugares remotos da Terra, e que cedo ou tarde seriam encontrados. Esta concepção tem muito a ver com o relato bíblico de uma criação de espécies já "prontas" e simultâneas. Na visão criacionista da época, todas as espécies foram criadas por Deus na aurora do mundo e permaneceriam até hoje como sempre foram: sem mudanças (logo, não haveria evolução e nem extinção).

Entretanto, fósseis "inexplicáveis" continuavam se avolumando, enquanto os locais mais recônditos da Terra iam sendo explorados e não revelavam a presença de nenhuma destas criaturas ainda vivas. Em 1798, finalmente, Georges Cuvier, com sua autoridade de naturalista mundialmente conhecido, após definir que os elefantes da África e da Índia pertenciam a espécies distintas, demonstrou que os mamutes fósseis da Europa e da Sibéria eram diferentes de qualquer uma das espécies viventes de elefantes (Smith, 1993). Além disso, seriam animais tão grandes que era impossível que pudessem ainda estar vivos em algum lugar sem serem percebidos pelo olhar humano. Assim sendo, tinham de estar extintos. Ironicamente, Cuvier não acreditava na evolução das espécies, mas ao demonstrar que as extinções eram possíveis, abriu um importante caminho para o fortalecimento da teoria evolucionista.

Os Diferentes Tipos de Extinções

Mas que tipos de fenômenos podem fazer com que uma espécie desapareça totalmente? Sabemos que muitos animais e plantas já foram extintos ou estão correndo este risco em virtude da atitude predatória do Homem frente à natureza. Mas e antes do *Homo sapiens*? Como explicar a extinção conjunta de predadores e presas? Por que algumas espécies se extinguem e outras não? Por que algumas extinções afetam às vezes poucas espécies (ou mesmo uma única) e outras podem exterminar mais da metade da vida do Planeta?

Esta última questão tem sido, historicamente, uma das mais discutidas, sendo que duas diferentes escalas de abordagem são normalmente utilizadas.

Extinções de Menor Escala

A. Pseudoextinção ou Extinção Filética

A relação entre Extinção e Evolução, há pouco citada, para muitos não visível num primeiro momento, é extremamente importante, pois uma das causas de Extinção é justamente a Evolução! Senão vejamos: um dos pressupostos evolucionistas é justamente o fato de que as espécies não são estáticas e imutáveis ao longo do tempo. Ao contrário, como demonstrou Charles Darwin, as interações bióticas e abióticas das espécies de organismos com o meio que os cerca geram pressões seletivas que levam estes organismos à adaptação, ocasionando, assim, mudanças morfológicas através das gerações.

A consequência disso é que, paulatinamente, um indivíduo de uma determinada espécie pode chegar a se tornar tão diferente daqueles de outras gerações passadas que, se ambos pudessem ser colocados lado a lado, seria difícil considerar que ainda pertencessem à mesma espécie.

Este tipo de processo, em que os descendentes de uma população original se modificam ao ponto de serem considerados como uma nova espécie, enquanto a espécie original passa a ser considerada extinta, é chamado **extinção filética** ou **pseudoextinção**.

Já é difícil imaginar, mesmo num exemplo teórico, qual seria o ponto exato em que teríamos esta mudança de uma espécie para outra. Imagine então a tarefa de um paleontólogo, que dispõe apenas de uns poucos fósseis representando, cada um deles, apenas uma entre as milhares de gerações envolvidas neste processo de mudança. Assim sendo, este ponto de extinção de uma espécie e surgimento de outra é totalmente arbitrário, pois baseia-se apenas nas eventuais diferenças morfológicas encontradas nas partes que foram preservadas dos espécimes fósseis. Em outras palavras, uma grande parte da informação sobre os organismos originais se perde de qualquer maneira, pois apenas uma fração dos mesmos se preserva.

Com base neste processo contínuo de mudança, costuma-se estimar que as espécies tendem a durar, em média, entre um e dois milhões de anos, tempo após o qual os indivíduos já estariam tão diferentes da forma original que passariam a ser um novo táxon. Entretanto, segundo Kemp (1999), estes números valem apenas para espécies com altas taxas de evolução, em épocas de substituição (*turnover*) de espécies (p. e.: mamíferos, aves, trilobitas, amonitas). O intervalo estimado em taxas "normais" variaria entre 3 e 15 milhões de anos, chegando ao extremo de 20 Ma em foraminíferos e diatomáceas.

B. Extinções Decorrentes das Interações Entre os Organismos Vivos

Existem várias situações teóricas em que a simples interação entre os organismos, no dia a dia e ao longo dos séculos e milênios, poderia levar à extinção de uma ou mais espécies, sem que estas deixem descendentes. Estes tipos de extinção são denominados "de fundo" (*background extinctions*), na comparação com os casos excepcionais das grandes extinções (ou "extinções em massa") que veremos adiante.

Um exemplo de extinção de fundo seria o surgimento de algum predador particularmente eficiente e que não dependesse fundamentalmente de uma determinada presa para se alimentar (condição que tenderia a estabelecer um equilíbrio entre as populações de predador e presa, ou levaria à extinção de ambos). Dentre as várias opções de presas, ele poderia eliminar totalmente uma delas. Este tipo de extinção pode ser bem exemplificado pela ação do *Homo sapiens* desde o seu surgimento, tendo levado (e continuando a levar) inúmeras espécies à extinção.

Outro modelo seria o surgimento de uma espécie mais eficiente que passasse a competir com outra por um mesmo nicho. Isto ocorre, por exemplo, quando duas áreas isoladas desenvolvem, ao longo do tempo, suas respectivas cadeias alimentares, com espécies totalmente diferentes e, num dado momento, esse isolamento é quebrado e passa a existir a interação entre ambas. Isto aconteceu, de fato, por várias vezes ao longo da história, devido à deriva dos continentes, e também em escalas menores, dentro de um mesmo continente ou no fundo dos oceanos. No leito dos oceanos, esta situação pode ocorrer pela aproximação de duas placas continentais, cada uma com sua respectiva biota, ou por mudanças na circulação das correntes marinhas. Já no contexto terrestre, um exemplo clássico é o momento da união entre as Américas do Sul e do Norte, através da "ponte" formada pela recém-emersa América Central, ao final do Plioceno (5,3 a 1,6 Ma atrás). A interação de faunas e floras que se segue, em casos como estes, não envolve apenas a competição direta por território e alimento entre espécies similares dos dois lados,

mas também tem um importante componente invisível, representado pela guerra microscópica entre os diferentes tipos de pragas, parasitas e/ou micro-organismos transmissores de doenças trazidos de ambas as regiões.

Quando existe uma relação direta entre uma espécie e um tipo particular de fonte alimentar, a extinção desta última pode levar à extinção da primeira, às vezes numa reação em cadeia, começando numa planta, passando por um herbívoro e terminando num carnívoro. Da mesma forma, espécies que mantêm entre si relações ecológicas muito estreitas (mutualismo, parasitismo, comensalismo) podem se extinguir juntas se uma delas for de algum modo levada ao desaparecimento.

Graham (1986) discute as extinções do final do Pleistoceno (1,6 a 0,01 Ma atrás), envolvendo, entre outras, a fauna de mamíferos gigantes então existente. Segundo o mesmo, vários autores atribuem este evento de extinção à predação intensa efetuada pelos humanos paleolíticos. Para Graham (1986), no entanto, a extinção ocorreu em decorrência de mudanças climáticas (estágios glaciais/interglaciais) que desencadearam a necessidade de uma "reorganização biótica". A destruição de alguns hábitats, decorrente do avanço do frio, forçou uma mistura de biotas austrais e boreais nas áreas mais quentes, enquanto as mudanças na vegetação (florestas dando lugar a savanas ou vice-versa), dependendo das latitudes e das flutuações climáticas, tiveram impacto direto sobre a cadeia alimentar animal, especialmente entre os consumidores primários. Herbívoros que viviam em hábitats separados passaram a ocupar – e competir – pelo mesmo espaço e pelas mesmas plantas, trazendo atrás deles os carnívoros, e este desequilíbrio gerou uma crise entre a biota, levando várias espécies à extinção.

Patógenos: as leis dos pequenos conquistadores

Vários pesquisadores, como Ferigolo (1999), propõem que o episódio da extinção da megafauna sul-americana – e outros – deveriam ser examinados sob uma perspectiva diferente. Os verdadeiros vilões não seriam nem grandes nem espetaculares, mas criaturas microscópicas cujo potencial mortífero, porém, pode ser tão grande quanto a queda de um meteoro ou um terremoto: os patógenos.

Em suas conclusões, aquele autor lista uma série de assertivas, vinculando, para os vertebrados, infecções e evolução:

- sempre que uma extinção de espécies nativas ocorrer após a chegada de imigrantes, deve-se considerar a hipótese de introdução de patógenos;
- o principal aspecto referente à adaptação de um animal a um determinado ambiente é o desenvolvimento de imunidade contra patógenos, especialmente àqueles introduzidos;
- o principal fator controlador do tamanho das populações de animais são os parasitas, especialmente os patógenos;
- os imigrantes sempre mudam os hábitats das áreas para onde se deslocam, através da introdução de seus próprios patógenos, para seu próprio benefício;
- a seleção prévia (e aquisição de imunidade) contra patógenos já existentes e a introdução de novos patógenos são as principais "armas" que os imigrantes têm à disposição para conquistar novas terras;
- o sucesso de qualquer grupo de animais depende de sua capacidade de gerar diversidade genotípica para responder às restrições ambientais, principalmente em resposta aos patógenos;
- animais de grande porte e com longo ciclo de desenvolvimento ontogenético são mais susceptíveis a ser extintos, devido à sua especialização e baixa diversidade genotípica.

Em resumo: devido à sua importância, no que tange à preservação/evolução de diversidade genotípica/sexual, bem como seu papel na dizimação/extinção, os patógenos não podem ser desconsiderados em qualquer pesquisa incluindo a evolução dos vertebrados.

C. Extinções em Larga Escala ou Extinções em Massa

Todos os tipos de extinção até agora citados são considerados "normais" e/ou "de fundo" dentro do processo de interação entre os organismos e o planeta como um todo. Em alguns momentos da história da Terra, entretanto, surgiram situações em que uma significativa porção de tudo o que era vivo no planeta foi totalmente eliminada. Estes episódios são chamados de **extinções em massa**, sendo o mais famoso deles aquele que envolve o fim dos dinossauros, no limite Cretáceo-Terciário, embora o de mais larga escala tenha sido o que marca o limite Permiano-Triássico.

Não existe um percentual definido que determine quando uma extinção é considerada "em massa", mas os episódios mais citados costumam apresentar valores mínimos entre dez e vinte por cento de todas as espécies de uma comunidade. Na extinção do final do Permiano, por exemplo, houve o desaparecimento de mais de 75% das espécies. Do Cambriano até o presente, foram evidenciados pelo registro fóssil pelo menos sete picos de extinções em massa em que foi ultrapassada a marca de 40% de extinção de gêneros marinhos (figura 10.1).

O estudo das extinções em massa tem atraído uma maior atenção dos pesquisadores nas últimas décadas, mas ainda são poucos os episódios desse tipo que estão razoavelmente bem explicados. Seja como for, parece claro que eles não foram determinados por uma única causa, e o rol dos agentes potenciais que podem, sozinhos ou combinados, ter sido os responsáveis por estas extinções, começa com causas terrestres de grande escala (deriva continental, tectônica, vulcanismo) e chega aos componentes extraterrestres (p. ex. impacto de meteoros e radiações cósmicas).

O modelo apresentado na figura 10.2 mostra as possíveis interações entre vários fatores potenciais de extinção. Mais que um exemplo hipotético, ele representa o que se supõe que tenha ocorrido na maior de todas as extinções até hoje conhecida (e por isso mesmo uma das mais estudadas), aquela que delimita as eras Paleozoica e Mesozoica.

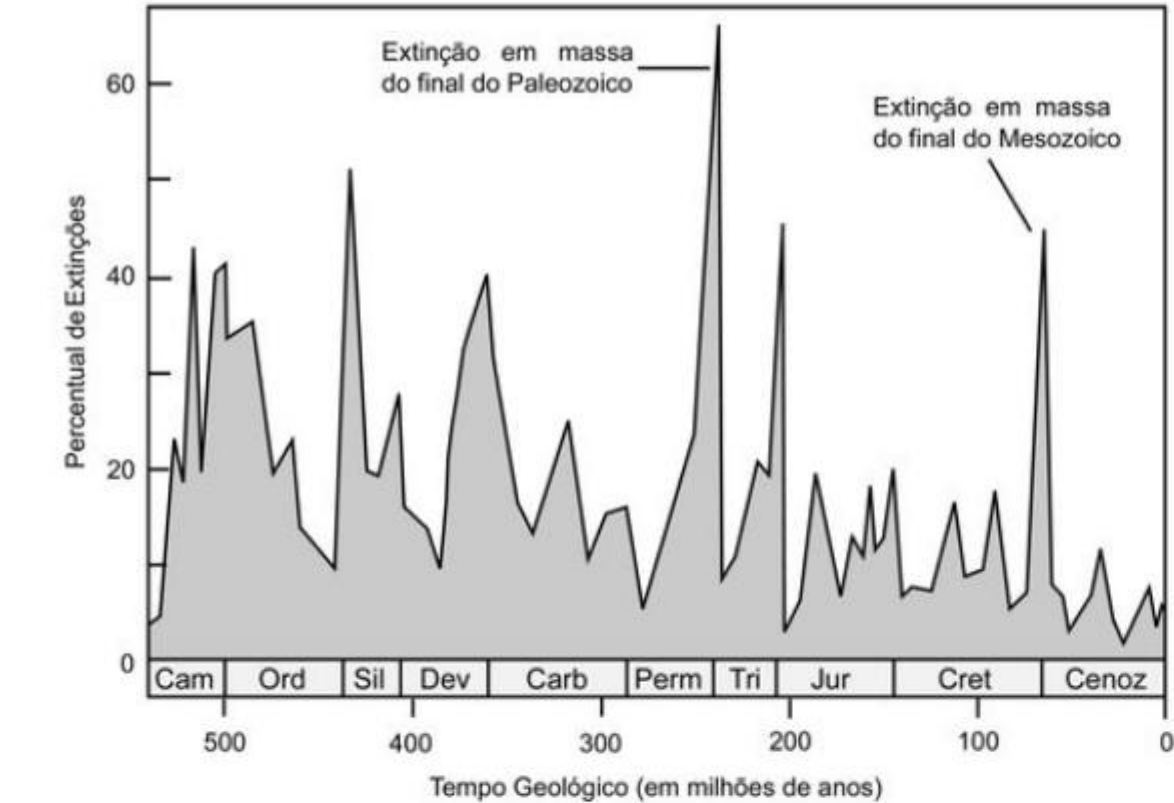



Figura 10.1 Percentagens de extinções entre os gêneros de invertebrados marinhos ao longo do Fanerozoico (modificado de Erwin, 1993).

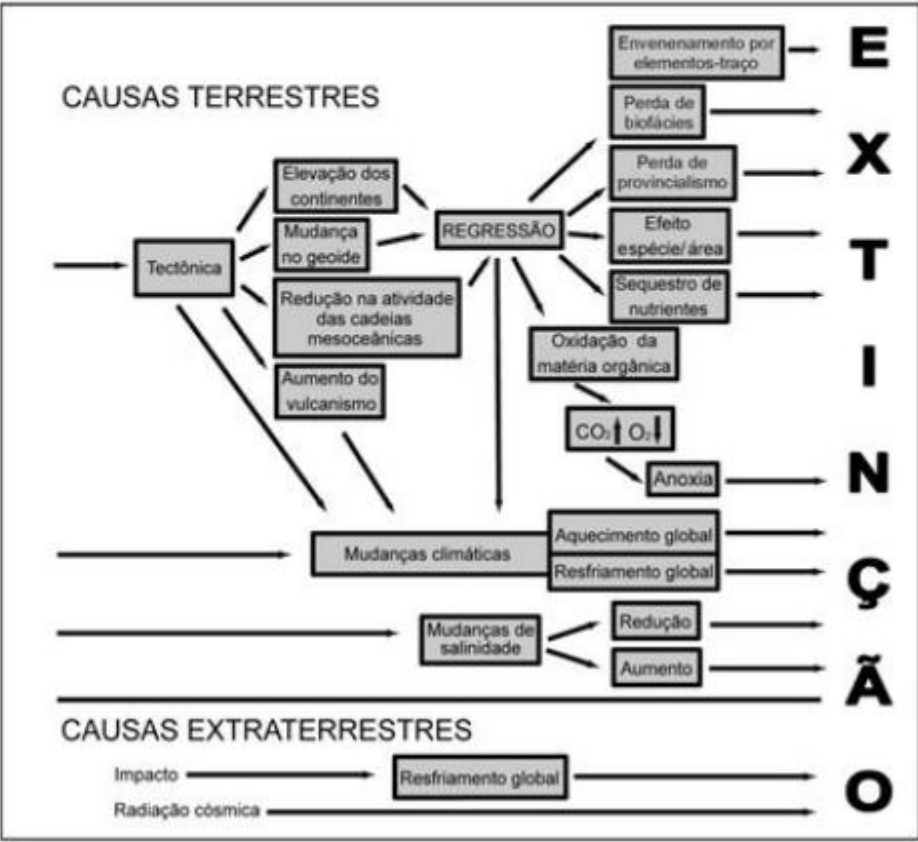



Figura 10.2 As possíveis causas da extinção em massa do final do Permiano. As causas diretas estão à direita, enquanto as causas indiretas estão progressivamente mais à esquerda (modificado de Erwin, 1993).

A aproximação de todas as massas continentais para formar um único supercontinente, a Pangea, teria sido o estopim que acionou vários outros mecanismos potencialmente causadores de extinção. Os resultados dessa fusão sobre o clima, a circulação oceânica e a biosfera como um todo teriam sido enormes. Primeiramente, todas as áreas de margens continentais entre as placas teriam sido destruídas, acabando com a vida marinha ali existente. Também ter-se-ia cessado o espalhamento do assoalho oceânico nas cadeias mesoceânicas, levando ao colapso e ao "afundamento" das mesmas. Sem o volume representado por estas imensas cadeias de montanhas, o espaço anteriormente ocupado por elas foi preenchido pela água dos oceanos, causando uma enorme regressão nas margens continentais ainda existentes (nos limites externos da Pangea). A redução de área das margens continentais limitaria a capacidade destas de suportarem uma biota marinha diversificada. Além disso, a exposição das margens continentais traria à superfície sedimentos depositados anteriormente em ambientes redutores, resultando numa intensa oxidação da matéria orgânica ali presente (tirando O_2 da atmosfera e sufocando os organismos vivos).

Somemos a isto o aumento do vulcanismo que ocorreu sobre os continentes (jogando gases, especialmente o CO_2, diretamente na atmosfera), e teríamos um aquecimento da atmosfera, pelo aumento do efeito estufa. Como se não bastasse, a formação de uma única e gigantesca massa continental teria gerado uma mudança nos padrões de circulação marinha e atmosférica. As distâncias entre as bordas do continente e o centro seriam tão grandes que a umidade trazida dos oceanos pelos ventos não conseguiria chegar ao interior. Esta combinação de efeitos, somada ao aquecimento global anteriormente citado, faria com que houvesse uma enorme desertificação em toda a Pangea (de fato identificada pela deposição de espessos pacotes eólicos em quase todas as bacias desta época).

Em resumo, esta combinação de fatores tectônicos e climáticos teria afetado drasticamente tanto a flora quanto a fauna existentes, levando à extinção uma significativa parcela dos *taxa* então existentes.

O efeito estufa e a vida na Terra

Diariamente somos bombardeados com alertas de que o Homem está poluindo de tal maneira a atmosfera que o aumento do gás carbônico resultará num "efeito estufa" que causará um aumento da temperatura do planeta, degelo das calotas polares e perturbação das condições atmosféricas. Entretanto, na composição da atmosfera terrestre, o gás carbônico (CO_2) representa menos de 0,5%, o que parece indicar, à primeira vista, que a sua imagem de grande vilão da história é improcedente. Entretanto, o CO_2 possui um alto potencial de absorção de calor, e é essa propriedade que o faz um elemento importante para o equilíbrio do efeito estufa. As partículas em suspensão, tanto sólidas quanto líquidas, na atmosfera da Terra, são chamadas de aerossóis. Os aerossóis e os gases interferem na taxa de incidência da luz solar sobre a superfície da Terra (figura 10.3), uma vez que absorvem, refletem ou desviam boa parte dos raios solares. Por causa deles, menos da metade da radiação solar consegue chegar à superfície. Além disso, a Terra também produz o seu próprio calor, parte do qual também é absorvido pela atmosfera e outro tanto é liberado para o espaço. Assim, a temperatura, na superfície da Terra, resulta da combinação da quantidade de calor absorvida a partir do Sol com aquela provinda do interior do planeta. Como boa parte deste calor fica "presa" e circulando pelas camadas mais baixas da atmosfera, justamente onde se concentra a vida, esta região tem uma temperatura bem mais alta do que deveria. Sem o efeito estufa, a superfície da Terra seria totalmente gelada e praticamente sem vida. Logo, o problema não está na **existência** do efeito-estufa, e sim na sua **variação** ao longo do tempo, que pode resultar num aquecimento ou resfriamento de todo o planeta, cujos efeitos podem contribuir para causar extinções.

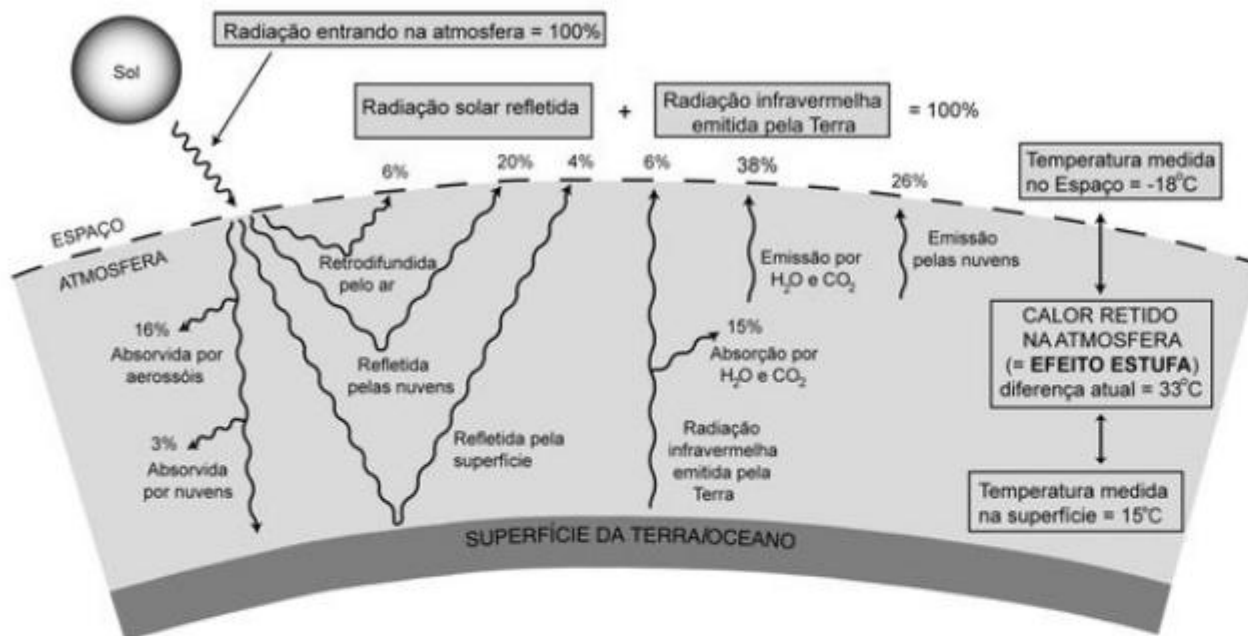



Figura 10.3 A origem do efeito estufa natural: a Terra libera para o espaço a mesma quantidade de calor que recebe do Sol, mas parte do calor fica "preso" na atmosfera e esta se aquece significativamente.

As variações do efeito estufa podem ter várias causas, incluindo desde fatores bióticos (desequilíbrios na proporção entre animais e vegetais), passando pelos geológicos (variações climáticas cíclicas no planeta, tectônica, taxas de erosão e sedimentação, vulcanismo) até causas extraterrestres (impacto de meteoros).

Entretanto, uma questão sempre vem à tona quando se imagina a conjugação destes vários fatores para formar um cenário de destruição para os seres vivos: *Mas a formação da Pangea levou milhões de anos para acontecer, e nem todas as placas se chocaram simultaneamente. Assim, mesmo admitindo que todas as causas acima efetivamente atuaram durante a formação do supercontinente, nem todas as extinções teriam ocorrido ao mesmo tempo. Mas, então, as extinções em massa não seriam eventos catastróficos e sim graduais?*

Esta discussão coloca em cena um importante conceito denominado **taxa de extinção**, isto é, a quantidade de extinções por unidade de tempo. Até algumas décadas atrás, os autores consideravam as mudanças de diversidade numa escala de períodos geológicos (isto é, as extinções verificadas ao longo de todo o Cambriano, do Jurássico e outras). Uma vez que cada período dura dezenas de milhões de anos, o dado geral era muito pouco informativo quanto a esta taxa. Isto se devia ao fato de que uma abordagem com maior resolução dependeria de uma análise estratigráfica de maior precisão, principalmente quando envolvesse correlações intercontinentais, e isto só foi alcançado em anos mais recentes (Erwin, 1993).

No caso da extinção permiana, os dados mais recentes indicam que a grande maioria das extinções ocorreu num espaço de tempo relativamente curto (entre 3 e 8 milhões de anos), coincidindo com o último pulso de regressão, apesar de não haver dúvida de que os processos geológicos arrolados como os causadores das mesmas já vinham atuando há muito tempo. Assim, apesar da mudança gradual das condições ambientais, parece que, num determinado momento, foi atingido um ponto crítico que desencadeou uma reação em cadeia de extinções, tanto em terra quanto no mar.

Mas, mesmo com a confirmação de que houve uma extinção em massa no final do Permiano, continua sendo verdade que a Pangea não se formou de um momento para outro. Então, será que os dois fatores não estão diretamente relacionados? Qual (ou quais) das causas citadas foram realmente as responsáveis por esta extinção (e por outras na história do planeta)?

Observando a figura 10.2, torna-se evidente a complexidade da tarefa de avaliar a influência individual de cada um dos fatores envolvidos (cada um deles um causador potencial de extinção) ou uma eventual combinação de alguns deles (ou de todos ao mesmo tempo!). Desse modo, é impossível definir com certeza qual foi a composição de fatores que levou ao ponto crítico que desencadeou a extinção em massa do final do Permiano. Mesmo que fosse possível, esta informação valeria apenas para *este* caso específico, porque em cada uma das outras grandes extinções os cenários (a começar pela configuração dos continentes) foram diferentes.

Entretanto, como a extinção do final do Permiano envolve a participação de quase todos os "vilões" conhecidos e é uma das mais bem estudadas, vamos avaliar, a seguir, com base principalmente nos trabalhos de Jablonski (1986) e Erwin (1993), o potencial de cada um dos processos listados na figura 10.2 como causadores de extinções.

Redução de nutrientes

Os produtores primários, representados basicamente pelo fitoplâncton marinho, formam a base da cadeia alimentar, e qualquer variação significativa na sua quantidade pode causar sérios problemas ao ecossistema inteiro.

Os principais nutrientes consumidos pelos produtores primários são os minerais trazidos para os oceanos, provenientes da erosão das rochas continentais. Baseados nesse fato, vários autores (entre os quais Bramlette, 1965 e Tappan, 1982) elaboraram hipóteses nas quais a redução da taxa destes nutrientes levaria a uma redução drástica na quantidade dos produtores primários, desencadeando uma reação em cadeia de proporções catastróficas. Contribuiriam para estes cenários a redução de atividade orogênica (baixos relevos = menos erosão = menos nutrientes), a retenção de matéria orgânica dentro dos continentes (grandes turfeiras = camadas de carvão) e a acumulação destes nutrientes no fundo dos oceanos pela falta de correntes de ressurgência. No final do Permiano, por exemplo, houve uma grande exposição (e erosão) das plataformas continentais, gerando um aumento na oferta de nutrientes, justamente no auge da extinção.

Segundo Jablonski (1986), com a possível exceção do evento ocorrido no Devoniano Superior, as maiores extinções sempre estão associadas com episódios regressivos, embora a associação destes com outras causas potenciais permaneça incerta. Entretanto, segundo o mesmo autor, seria pouco provável que apenas o **Efeito Espécie-Área** (que é a relação direta entre o tamanho de uma área e o número de espécies que nela podem coexistir) pudesse, mesmo durante uma regressão, produzir extinções ao nível de famílias. A grande maioria destas famílias poderia persistir ao redor de ilhas oceânicas, que sofreriam, proporcionalmente, uma redução muito pequena nas respectivas áreas de águas rasas durante a regressão. A persistência destes refúgios de águas rasas durante episódios regressivos é atestado pela grande quantidade de *taxa* que parecem ter-se extinguido durante um determinado evento e mais tarde ressurgem no registro (o chamado **Efeito Lázaro**). Isto determina que aparentes declínios na diversidade taxonômica, levando à extinção, só podem ser aceitos como genuínos se for possível demonstrar que sua magnitude supera a do Efeito Lázaro.

O ponto fundamental, porém, é que não há como negar que uma redução drástica nos produtores primários pode levar a uma reação em cadeia, com efeitos catastróficos, e que isto parece ter ocorrido várias vezes ao longo da história do planeta. Uma das causas potenciais mais prováveis, neste sentido, corresponderia a episódios de anoxia dos oceanos.

A influência das correntes marinhas sobre o clima e a vida do Planeta

Cada vez mais se tem constatado o quão intrínseca e variável é a interação entre o mar e a atmosfera, e o quanto esta relação interfere na vida sobre a Terra. Mudanças na circulação oceânica podem causar grandes mudanças climáticas (logo, também extinções). A rotação da Terra, combinada com o efeito de coriólise, faz com que as águas dos oceanos girem em imensos redemoinhos, um no sentido horário no hemisfério norte e outro no sentido anti-horário no hemisfério sul (figura 10.4). Nas zonas tropicais as águas superficiais são aquecidas e, pela evaporação, tornam-se mais salgadas (logo, mais densas) à medida que migram para zonas mais frias. Esta água mais densa então esfria e afunda, retornando aos trópicos pelo fundo, onde irá recomeçar o ciclo. Os locais de subida das águas frias do fundo para a superfície são denominados zonas de ressurgência e são fundamentais para o equilíbrio da cadeia alimentar, pois as águas sobem carregadas de nutrientes. Além disso, as correntes interferem no clima. Se não existisse a atual circulação oceânica, o Norte da Europa seria totalmente árido e gelado. Há pouco mais de 800 anos, os vikings que habitaram a Groenlândia assim a batizaram (grün = *verde* + land = *terra*) justamente por ser um oásis verdejante em meio ao gelo e ao frio da região, o que sugere que, naquela época, o percurso da corrente quente deveria passar mais a Oeste do que nos dias de hoje. No hemisfério sul, o exemplo mais conhecido da ação das correntes sobre o clima é o chamado *El Niño*, que ocorre quando há um excessivo aquecimento das águas do Pacífico em alto-mar e não se forma a corrente de ressurgência na costa do Chile. Isto gera uma drástica redução na população planctônica e, consequentemente, em toda a cadeia alimentar, além dos efeitos climáticos (secas e/ou inundações) conhecidos por todos.

Períodos de anoxia/estagnação nos oceanos

Um dos mecanismos mais eficientes de tirar a vida de um animal é privá-lo do oxigênio. A maioria dos organismos vivos é totalmente adaptada ao nível "normal" de oxigênio da atmosfera, e qualquer diminuição significativa do mesmo é geralmente fatal. Um dos principais responsáveis por esta variação é justamente a quantidade de CO_2 na atmosfera, e as análises das rochas nos mostram que a quantidade deste composto se alterou muitas vezes ao longo da história do planeta, com consequências sobre o clima e a biosfera, mesmo sem a interferência do Homem.

As quantidades de CO_2 e de O_2 na atmosfera estão intimamente ligadas e relacionadas à interação entre animais e vegetais (na respiração e na fotossíntese). Uma boa parte do carbono disponível na superfície da Terra está retido na estrutura dos organismos vivos. Quando estes morrem e se decompõem, parte do carbono é liberado para a atmosfera, mas isto é equilibrado pelo carbono que é absorvido pelos novos organismos que estão surgindo o tempo todo. Às vezes, parte da matéria orgânica dos organismos mortos não se decompõe e pode se acumular nos sedimentos (dando origem ao carvão, petróleo e gás). Se estas rochas ricas em carbono, por algum motivo (p. ex. num período de regressão), forem expostas na superfície, haverá a oxidação da matéria orgânica, e o carbono ali contido irá se juntar ao oxigênio do ar, formando CO_2. O aumento da quantidade de CO_2 leva a um aumento do efeito estufa (é por isso que a queima de petróleo e carvão nos dias de hoje está sendo tão discutida), enquanto a diminuição do O_2 na atmosfera e no mar pode atingir níveis fatais para os animais.

Outra fonte de aumento do CO_2 atmosférico, com as mesmas consequências, é o vulcanismo, que também coloca grandes quantidades de poeira em suspensão na atmosfera, restringindo a passagem dos raios solares e interferindo no efeito estufa.

A busca por evidências de um megaevento de anoxia no final do Permiano, que pudesse explicar a maior de todas as extinções, tem sido intensa (Isozaki, 1996; 1997). O maior obstáculo a este modelo, no entanto, reside na constatação de que a proporção de carbono existente entre os carbonatos marinhos (carbono inorgânico) e a matéria orgânica não mudou através do limite Permiano–Triássico, o que restringe a possibilidade de um aumento de CO_2.

Outros modelos (Hallam, 1989, 1991; Wignall & Hallam, 1992) propõem que as extinções decorrentes de períodos de anoxia não ocorrem durante períodos regressivos mas sim após rápidos episódios **transgressivos**. Para isso, seria necessário que, em algumas porções mais profundas dos oceanos, houvesse pouca circulação da água (logo, não chegaria ali o O_2 livre vindo da atmosfera). Isto faria com que uma grande quantidade de matéria orgânica (proveniente de organismos mortos), pudesse ali se acumular, formando folhelhos negros. A decomposição desta matéria orgânica geraria compostos de enxofre e nitrogênio, que tornariam as águas em torno ainda mais impróprias para a vida. Num evento transgressivo rápido, estas águas anóxicas e tóxicas "transbordariam" sobre as regiões antes oxigenadas e cheias de vida, causando a morte dos organismos ali existentes. Este modelo não prevê alterações na atmosfera, apenas no meio marinho, embora com efeitos rápidos e fulminantes.

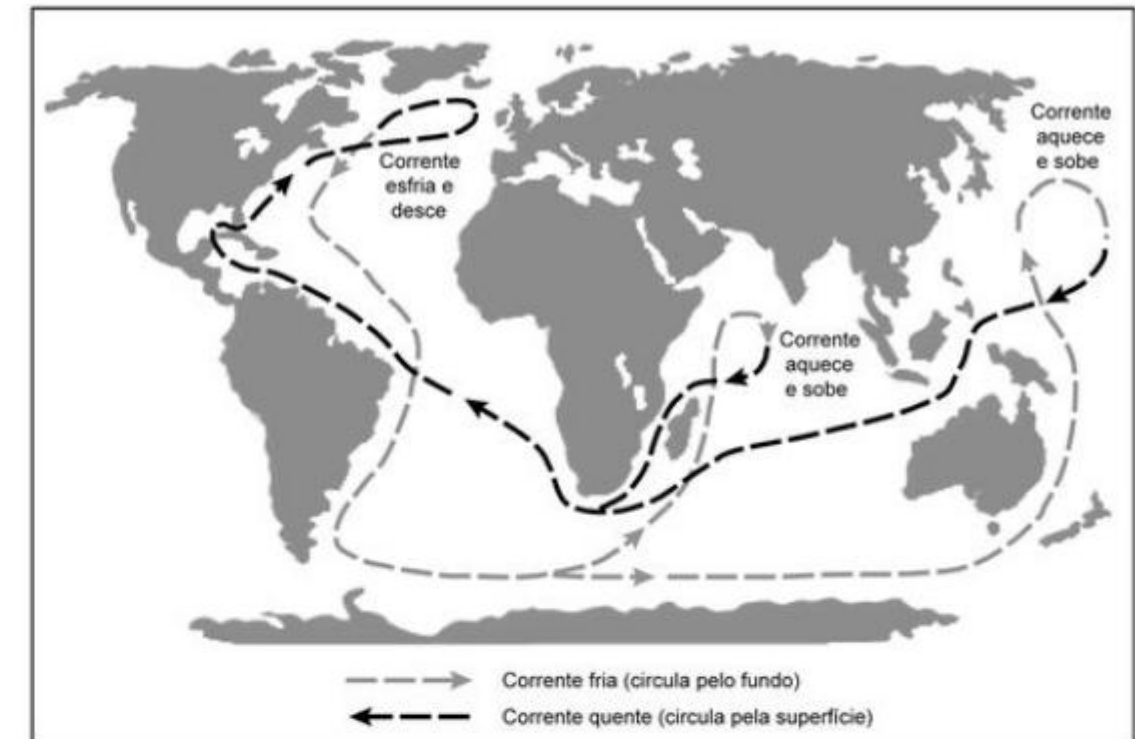



Figura 10.4 Rota das principais correntes oceânicas que circulam ao redor da Terra.

Um exemplo, em escala local, deste tipo de fenômeno, está registrado nas camadas permianas da Formação Irati da Bacia do Paraná no Rio Grande do Sul. No meio de uma sequência de folhelhos betuminosos, ocorre um nível de tempestito. Imediatamente acima deste, na base da sequência de folhelhos que se seguiu, uma camada com cerca de 60 cm de espessura apresenta uma concentração maciça de restos articulados de répteis mesossauros e também de carapaças de crustáceos. Segundo a interpretação de Lavina *et alii* (1991), um evento de tempestade teria revolvido o fundo do corpo d'água e colocado em suspensão os compostos tóxicos de enxofre e nitrogênio acumulados no fundo anóxico, causando uma mortandade entre os organismos nectônicos e planctônicos que viviam nas regiões mais superficiais, oxigenadas.

No caso da extinção permotriássica, o principal argumento contrário a esta hipótese é a ausência de camadas significativas de folhelhos negros, que seriam justamente os indicadores das condições anóxicas. Além disso, todas as evidências indicam que a biota marinha foi dizimada antes da ocorrência da transgressão.

Um terceiro modelo (Gruszczynski *et alii*, 1992) propõe que grandes extinções podem ser causadas pela mudança súbita no padrão de circulação em oceanos nos quais antes existisse, por um bom tempo, uma "estratificação" das águas, gerando camadas mais oxigenadas nos níveis superiores e outras anóxicas no fundo. A mistura repentina faria com que a matéria orgânica acumulada fosse rapidamente oxidada, diminuindo bruscamente a concentração de O_2 da água e da atmosfera. Além disso, fósforo e nitrogênio (os principais nutrientes do fitoplâncton) seriam, também, retirados do sistema e depositados na forma de compostos inorgânicos, levando à extinção dos organismos por falta de nutrientes. Em terra, a redução do O_2 livre poderia chegar a níveis catastróficos para os animais, principalmente os maiores.

Vulcanismo

A erupção do vulcão Pinatubo, nas Filipinas, em junho de 1991, lançou enormes quantidades de cinzas na atmosfera, formando uma gigantesca nuvem de poeira que encobriu parcialmente o Sol, numa área de milhares de quilômetros, por vários meses. Grande parte destas cinzas caiu sobre o mar do Sul da China. Seis anos após, pesquisadores da Universidade de Hamburgo constataram que, das 60 espécies que originalmente habitavam o fundo marinho da região, apenas 6 estavam presentes.

Erupções vulcânicas isoladas como esta, mesmo que sejam pontuais numa escala terrestre, sempre nos transmitem a ideia de algo catastrófico (*vide* Pompeia e Herculano, destruídas pelo Vesúvio nos tempos romanos). Nesse sentido, o que aconteceria se tivéssemos a ocorrência simultânea de vários episódios vulcânicos? O registro geológico mostra que isto já aconteceu – e várias vezes – ao longo da história do planeta. Mas quais foram as consequências destes episódios sobre a vida na Terra? Que efeitos podem ter causado imensos derrames como os que estão registrados hoje no Sul do Brasil e na África, resultantes da abertura do Atlântico Sul?

O primeiro efeito potencial do vulcanismo sobre os organismos, como já vimos, é a criação de uma nuvem de poeira que irá bloquear a passagem do Sol. Num primeiro momento, isto causaria um rápido resfriamento da atmosfera e afetaria a fotossíntese dos vegetais, podendo causar uma extinção destes e, por "efeito dominó", dos animais que deles se alimentam. Num segundo momento, o acúmulo de CO_2 na atmosfera aumentaria o efeito estufa. Além disso, teríamos a ocorrência de chuvas ácidas, devido à presença de enxofre (na forma de SO_2 e H_2S), que envenenariam tanto o ar quanto a água dos oceanos e corpos de água doce. Mais acima, a camada de ozônio seria reduzida, pela reação do oxigênio com os gases jogados na atmosfera, diminuindo a proteção que fornece contra os nocivos raios ultravioleta. O excesso de radiação poderia ser fatal para muitos seres vivos e causar mutações deletérias em outros tantos.

Entretanto, o efeito de uma erupção vulcânica depende do **volume** e da **composição** das lavas e também do **tipo** de erupção. Para colocar grandes quantidades de poeira na estratosfera, onde permaneceriam por tempo suficiente para gerar efeitos nocivos (bloqueio dos raios solares), são necessárias erupções explosivas (piroclásticas) como as do Pinatubo, do Krakatoa, em 1883, ou ainda a do Santa Helena, em 1980. No entanto, estas erupções, mesmo as maiores delas, são sempre pontuais e dificilmente afetariam a Terra como um todo (e mesmo se o fizessem, seria por um curto período de tempo). Assim sendo, poderiam ser responsáveis apenas por extinções regionais. Por outro lado, as erupções não explosivas (efusivas) que são as que correspondem aos maiores volumes de magma, não conseguem jogar partículas de poeira na estratosfera, de modo que pouco afetariam a passagem da radiação solar. Por outro lado, este tipo de erupção poderia injetar enormes quantidades de sulfatos na atmosfera (e mesmo na estratosfera, afetando a camada de ozônio) com as consequências já descritas anteriormente.

Justamente no final do Permiano, registra-se, na Rússia, um dos maiores derrames basálticos da história, as chamadas *Siberian Traps*. Estes derrames cobrem uma área de 200 000 km², sendo que, deste imenso volume, estima-se que cerca de 20% corresponderiam a lavas piroclásticas (Koeberl *et alii*, 2004), o que levou estes e outros autores a considerá-las as principais causas da grande extinção permotriássica. Para explicar esta aparente contradição (a concomitância de grandes derrames com lavas piroclásticas), propõe-se (e. *g*. Jones *et alii*, 2001) que o fenômeno gerador desses derrames teria sido o impacto de um grande corpo extraterrestre contra a Terra, "rasgando" a crosta e gerando, desse modo, tanto lavas explosivas (em decorrência do impacto) quanto efusivas (pela abertura gerada na crosta).

No final do Triássico (Lucas, 2005), a Pangea começou a fragmentar-se ao longo do Atlântico, o que provocou outro grande extravasamento de lava conhecido como CAMP – *Central Atlantic Magmatic Province*, com a formação de basaltos e intrusões magmáticas encontradas em áreas como Brasil e Marrocos. Este extensivo evento vulcânico, comparável em tamanho às *Siberian Traps* pode ter influenciado a extinção ocorrida no limite Triássico–Jurássico, apesar de ainda não haver uma explicação para o seu preciso mecanismo de ação.

Um terceiro registro de gigantesca atividade vulcânica está representado pelas erupções na Índia e Paquistão – as chamadas *Deccan Traps* – no final do Cretáceo. Estes fluxos de lava ocorreram quando a Índia começou a se mover no Oceano Índico, produzindo fluxos que excediam 100 mil km² e 150 m de espessura. As *Deccan Traps* teriam jogado uma enorme quantidade de cinzas na atmosfera, alterando o clima e mudando a composição química dos oceanos e sendo, assim, uma das causas possíveis das extinções verificadas no limite Cretáceo–Terciário.

Em resumo, as relações entre vulcanismo e alterações climáticas são complexas e ainda controversas, especialmente pela dificuldade de se estabelecer modelos que representem episódios de tão grande magnitude.

Paleogeografia

As margens continentais das diversas placas possuem diferentes províncias faunísticas, cujos limites são controlados por fatores climáticos e pela distância entre as mesmas (Erwin, 1993). Quanto maior a separação entre estas, maior o grau de endemismo e, consequentemente, de variabilidade de fauna e flora. Ao contrário, a aproximação das placas levaria a uma competição entre biotas originalmente isoladas umas das outras e a uma queda na diversidade (Valentine, 1973). Além disso, a formação de grandes continentes interferiria na circulação atmosférica e levaria a um aumento na sazonalidade ao longo das plataformas continentais, gerando uma instabilidade na produção de nutrientes (semelhante ao que ocorre durante o *El Niño/La Niña*), a qual afetaria as cadeias tróficas, com efeitos em larga escala.

No caso da extinção do permo–triássico, que representaria, através da formação da Pangea, justamente um exemplo extremo desta hipótese, as opiniões se dividem. Inicialmente, discute-se o tempo envolvido na aproximação e choque entre as várias placas, que iniciou no final do Carbonífero e prolongou-se até o Triássico, o que faria com que o padrão das extinções fosse gradual e não concentrado num único episódio. Além disso, os próprios dados paleontológicos quanto à redução (ou não) no número de províncias faunísticas são também alvo de discussão (Schopf, 1979; Bambach, 1990). Da mesma forma, segundo Erwin (1993), hoje se admite que as relações entre a diversidade de espécies e a estabilidade do ambiente são muito mais complexas do que se pensava na década de 1970, quando foram propostas estas hipóteses.

Causas extraterrestres: impactos

A ideia de que a Terra pudesse ter sido atingida no passado por grandes corpos extraterrestres (figura 10.5) era, até o início da década de 1980, considerada pela maioria dos estudiosos como uma "especulação impossível de ser testada" (Erwin, 1993). Entretanto, a descoberta da famosa anomalia de irídio no limite Cretáceo–Terciário (publicada por Alvarez *et alii*, 1980) e sua associação com um impacto extraterrestre, e ainda a relação deste impacto com uma das mais espetaculares extinções em massa da história, causaram profundas mudanças no pensamento geológico. As quantidades de irídio e de minerais do grupo da platina encon-

tradas inicialmente numa fina camada (cerca de 5 cm) na região de Gubbio, na Itália, e posteriormente em várias outras partes do mundo, eram muito maiores do que qualquer evento vulcânico terrestre poderia gerar (embora com algumas opiniões em contrário, como Officer & Drake, 1983). Paulatinamente, a hipótese da "queda do meteoro" foi ganhando força (embora em meio a grande controvérsia quanto aos seus efeitos) sendo que até mesmo o ponto do impacto (Golfo do México) e o tamanho do meteoro (entre 10 e 30 km) já foram determinados.

Figura 10.5 *Meteor Crater*, ou Cratera Barringer [Daniel Moreau Barringer (1860-1929)] no Arizona, EUA. O diâmetro da cratera é de 1,2 km (fonte: http://astro.if.ufrgs.br/comast/meteoro.htm).

A aceitação, pela maior parte da comunidade geológica, de que um impacto de tal magnitude havia ocorrido no limite Cretáceo–Terciário e contribuído para uma extinção em massa naquele momento, impulsionou consideravelmente as pesquisas, tanto no sentido de tentar entender como teriam se desencadeado os eventos pós-impacto, quanto na busca de evidências de outros impactos semelhantes associados aos demais episódios de extinções em massa já conhecidos ao longo do Fanerozoico.

Nesse sentido, uniram-se os estudos de Geologia com os de Astronomia, no sentido de descobrir se tais impactos seriam totalmente aleatórios ou obedeceriam a algum padrão que pudesse ser estimado e rastreado no registro. Shoemaker *et alii* (1988), com base em dados astronômicos, estimaram uma taxa na qual um corpo extraterrestre com cerca de 10 km de diâmetro poderia colidir com a Terra a cada 100 milhões de anos, enquanto corpos ao redor de 1 km de diâmetro teriam probabilidade de se chocar com o nosso planeta em intervalos entre 200 mil e 1 milhão de anos. Estes dados levariam à possibilidade de que houvessem ocorrido, durante o Fanerozoico, cerca de 12 colisões com corpos ao redor de 10 km de diâmetro (semelhantes, portanto, à do limite Cretáceo–Terciário) e cerca de 3.600 com corpos ao redor de 1 km de diâmetro. A tarefa seguinte passou a ser, então, rastrear as evidências desses possíveis impactos, especialmente nos níveis que marcavam as grandes extinções.

Assim, pelo menos cinco outros casos de anomalias de irídio já foram encontrados e descritos para este período (Raup, 1987): no limite Eoceno–Oligoceno, na passagem do Jurássico Médio para o Superior, no limite Permo–Triássico, no Devoniano (entre o Frasniano e o Famenniano) e na base do Cambriano. Segundo Raup (1987), porém, algumas destas evidências não se ajustam aos dados paleontológicos, uma vez que a base do Cambriano não é um evento de extinção, e os casos do Eoceno e do Jurássico não registram extinções em massa (embora tenham ocorrido ali significativas mudanças faunísticas). Além disso, as anomalias de irídio do Jurássico e do Devoniano foram obtidas a partir de estromatólitos, não excluindo a possibilidade de que se trate de um enriquecimento desse mineral por processos orgânicos. A anomalia do Permotriássico, por sua vez, é controversa, pois as amostras provenientes da China, onde teria sido constatado o pico de irídio, não revelaram o mesmo resultado quando analisadas por outros pesquisadores (Raup, 1987).

Seguindo uma linha diferente de raciocínio, outros pesquisadores, especialmente Raup & Sepkoski Jr. (1984, 1986) e Sepkoski Jr. & Raup (1986), começaram a analisar os episódios de extinção do ponto de vista do tempo decorrido entre eles, na busca de algum padrão que pudesse estar por trás dos mesmos. Estes autores, com base em análises estatísticas sobre as variações nas faunas marinhas ao longo do Fanerozoico, concluíram que oito grandes extinções haviam ocorrido, quase todas separadas entre si por períodos ao redor de 26 milhões de anos (figura 10.6). Curiosamente, dois intervalos tinham cerca de 52 milhões de anos, como se duas grandes extinções houvessem "falhado" nesta periodicidade. Mais curiosamente ainda, um desses eventos de falha na sequência correspondia justamente ao limite Frasniano–Famenniano (Devoniano), onde havia sido constatada uma das anomalias de irídio citadas acima!

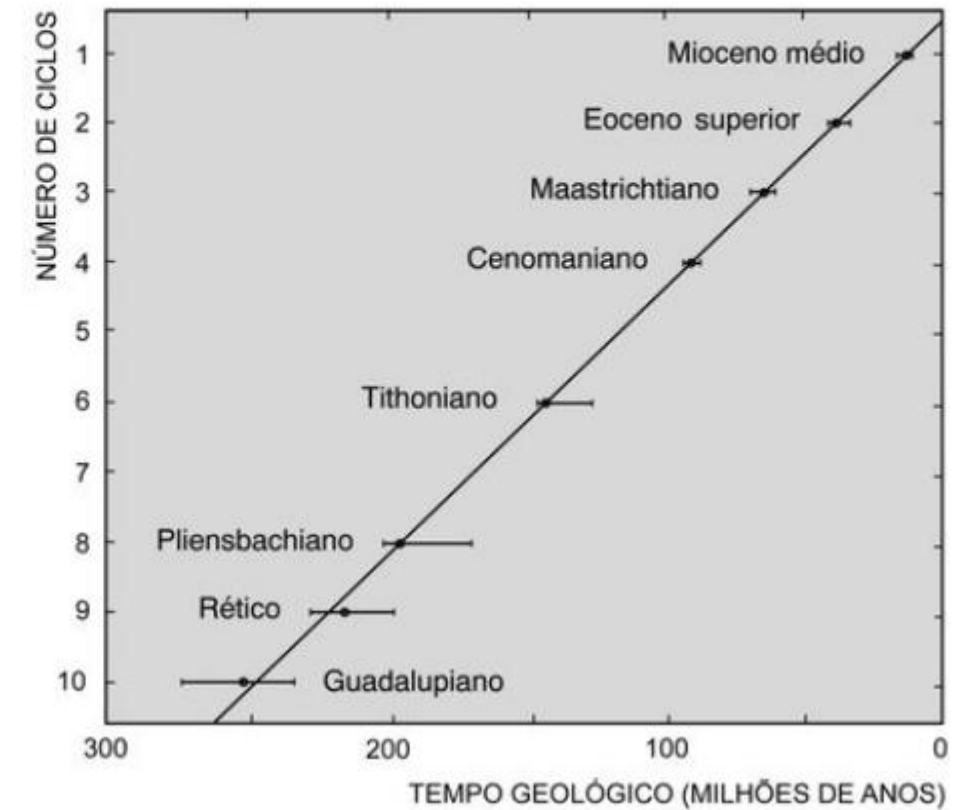



Figura 10.6 Idades dos oito principais eventos de extinção no intervalo Permiano–Recente inseridas num modelo ideal de extinções periódicas a cada 26 milhões de anos (com a falta de dois eventos). Os pontos sobre a linha diagonal demarcam os intervalos ideais de 26 Ma. As barras horizontais representam os erros máximos para cada evento, decorrentes das incertezas nas datações estratigráficas e radiométricas (modificado de Raup, 1987).

Com base nestes dados e tomando como princípio que uma periodicidade desta magnitude não poderia ser atribuída a nenhum dos ciclos conhecidos para o planeta Terra, os autores passaram a propor que a mesma seria causada por fatores extraterrestres, provavelmente impacto de meteoros. Estranhamente, segundo Raup (1987) a reação mais surpreendente a esta proposta veio de alguns astrônomos, que consideraram tal periodicidade "muito perfeita para ser explicada pelas causas propostas". Por outro lado, muitos paleontólogos e bioestratígrafos alegaram que os dados paleontológicos utilizados não davam suporte seguro para chegar àquelas conclusões.

A discussão em torno da periodicidade ou não dos impactos de corpos extraterrestres contra a Terra (e sua relação com extinções em massa) continua até hoje, acrescida de novos ingredientes. Vários autores (Negi & Tiwari, 1983; Raup, 1985; Strothers, 1986) associam impactos de meteoros com episódios de reversões magnéticas, numa relação de causa e efeito, sendo que ambos contribuiriam também para causar grandes extinções.

Mas, afinal, o que aconteceria com a vida na Terra após um impacto como o que é atribuído ao limite Cretáceo–Terciário? Estima-se que o choque propriamente dito liberaria uma quantidade de energia equivalente à de 5 bilhões de bombas atômicas iguais às que foram lançadas sobre Hiroshima. A destruição seria total e instantânea num raio de milhares de quilômetros ao redor do ponto de impacto, sendo que, em terra firme, a área afetada seria ainda mais ampliada, devido aos incêndios gerados logo a seguir. Além disso, como o impacto se deu, ao que tudo indica, numa região de mar raso, teriam sido produzidas ondas imensas que revolveriam violentamente o fundo das plataformas marinhas e varreriam as costas dos continentes, penetran-

do centenas de quilômetros para o interior dos mesmos. A seguir, a nuvem de poeira originada pelo impacto cobriria o planeta inteiro durante vários meses, impedindo a passagem dos raios solares e, consequentemente, a fotossíntese dos vegetais. Até a limpeza total da atmosfera, as chuvas seriam ácidas devido à presença dos gases resultantes da explosão e contaminariam tanto as terras emersas quanto as águas dos rios, lagos e mares.

Nesse cenário catastrófico, é fácil imaginar uma reação em cadeia de extinções iniciando com os vegetais e se estendendo depois pelos consumidores primários e secundários, tanto em terra quanto no mar, afetando a todos, mas especialmente aos animais maiores (e aí se enquadrava boa parte dos dinossauros), que são mais vulneráveis à escassez de alimentos.

Em resumo, existem várias evidências de que a Terra já foi atingida, ao longo dos últimos 600 milhões de anos, por vários impactos de corpos extraterrestres, que podem ter causado (ou contribuído para) grandes extinções e ainda gerado reversões no campo magnético terrestre. Para alguns autores, inclusive, existiria uma periodicidade nestes eventos, que seria ao redor de 26 milhões de anos. Entretanto, os registros conhecidos de impactos (à exceção do limite Cretáceo–Terciário) não coincidem satisfatoriamente com grandes episódios de extinção, e a periodicidade destes eventos, obtida com base no registro fossilífero, é ainda alvo de controvérsia.

Causas extraterrestres: radiações cósmicas

As hipóteses envolvendo causas extraterrestres para as extinções em massa não se restringem, no entanto, aos impactos de meteoros e sua eventual periodicidade.

Hatfield & Camp (1970) apontaram para uma aparente coincidência entre episódios de extinção em massa e a posição do sistema solar relativa ao plano da galáxia. Eles sugeriram que a passagem pelo plano submeteria o sistema solar à ação de fortes campos magnéticos (e a uma maior radiação). Esse aumento de radiação poderia eliminar a maioria dos organismos vivos e aumentar as taxas de mutação, fazendo com que novos *taxa* surgissem rapidamente para substituir os extintos.

Contrariamente a esta hipótese, Erwin (1993), argumenta que o período em que a Terra fica exposta a este aumento de radiação é muito mais longo do que aquele envolvido nos episódios de extinção. Além disso, a periodicidade dos ciclos de passagem do sistema solar pelo plano da galáxia situa-se entre 80 e 90 milhões de anos, o que não confere com os cálculos de periodicidades das extinções (figura 10.6).

As Cinco Maiores Extinções da História: Quando, Quem e Porquê

A. Ordoviciano–Siluriano: Trilobitas Dizimados

No Ordoviciano, a vida continuava restrita aos oceanos. Entretanto, este foi um período de extensiva diversificação e expansão de numerosos clados de organismos, incluindo cefalópodes, corais (rugosos e tabulados), briozoários, crinoides, graptólitos, gastrópodes e bivalvios, gerando comunidades muito mais complexas que as do Cambriano.

Grupos afetados: Esta grande abundância e diversidade de organismos foi determinante para que a extinção que ocorreu no final do Ordoviciano (entre 440-450 Ma atrás) seja considerada a segunda mais devastadora a afetar comunidades marinhas na história da Terra. Estima-se que 85% das espécies marinhas foram extintas. Este índice inclui o desaparecimento de um terço de todas as famílias de braquiópodes e briozoários, bem como numerosos grupos de trilobitas, conodontes e graptólitos. Grande parte da fauna construtora de recifes também foi dizimada. Ao total, mais de cem famílias de invertebrados marinhos desapareceram.

Causas: Nenhuma evidência relacionada a impacto extraterrestre foi encontrada para esse momento da história. As evidências apontam para dois pulsos de extinção, relacionados a mudanças climáticas globais associadas à glaciação da Gondwana. Através da integração de dados paleomagnéticos e dos depósitos glaciais (especialmente depósitos glaciais descobertos no Deserto do Saara), estima-se que, quando a Gondwana passou através do polo norte, no Ordoviciano, ocorreu, num primeiro momento, um resfriamento climático de tal grau que a glaciação espalhou-se por todo o globo. O grande acúmulo de gelo em cima da Gondwana gerou uma drástica diminuição do nível do mar e da temperatura na atmosfera. Esta regressão marinha reduziu substancialmente as áreas dos ecossistemas plataformais e, aliada à diminuição da temperatura, teriam sido as causas fundamentais do primeiro pulso de extinção do Ordoviciano. O final da glaciação coincide com o segundo pulso de extinção, que estaria relacionado com uma elevação do nível dos mares e aquecimento climático. Estes dois ciclos de mudanças extremas nas plataformas continentais afetaram particularmente os organismos marinhos bentônicos fixos que habitavam os fundos dos mares, tais como braquiópodes e crinoides. Entretanto, organismos móveis como os trilobitas, que eram muito comuns antes do fim do Ordoviciano, também foram bastante afetados e, após a extinção, persistiram com uma diversidade bem menor (http://park.org/Canada/Museum/extinction/massextinc.html; Lucas, 2005).

B. Devoniano–Carbonífero: O Fim dos Placodermos

A segunda grande extinção da história ocorreu no Neodevoniano. Entre os vertebrados, o Devoniano registra uma grande diversificação dos tubarões e placodermos, além da irradiação dos peixes ósseos. Entre os invertebrados, surgem os amonoides e os mares eram dominados por organismos construtores de recifes, como os estromatoporoides e corais rugosos e tabulados. No ambiente terrestre, a vida se espalhava, com o surgimento dos anfíbios, insetos e das primeiras florestas.

A extinção ocorreu na parte final do Devoniano (Frasniano–Fameniano) e foram identificados pelo menos dois eventos de extinção, num intervalo em torno de 10 milhões de anos.

Grupos afetados: A crise afetou primariamente a comunidade marinha, especialmente os construtores de recifes, incluindo os estromatoporoides, corais rugosos e tabulados. Esta crise afetou de tal modo estes organismos que a construção de recifes praticamente desapareceu nos períodos seguintes e só foi retomada com o surgimento dos corais escleractínios (corais modernos) no Mesozoico. Dos demais grupos de invertebrados marinhos, 70% dos táxons não sobreviveram. Os grupos mais afetados foram os moluscos cefalópodos livre-natantes, os braquiópodes articulados, ostracodes e trilobitas, crinoides, conodontes e acritarcas, bem como os ostracodermos (vertebrados sem mandíbula) e placodermos. Estima-se uma perda de cerca de 27% de famílias e de 70 a 80% de espécies de organismos marinhos.

Causas: Foram descritas evidências de impactos extraterrestres durante o Meso e o Neodevoniano, mas nenhum deles coincide com as extinções. A extinção neodevoniana assemelha-se mais a uma longa crise biótica do que com uma única extinção em massa, de modo que as explicações estão focadas em mudanças no nível dos mares, anoxia oceânica e atmosférica. As evidências sugerem que as espécies marinhas de águas mais quentes foram as mais severamente afetadas, levando a associar esta extinção a um episódio de resfriamento global, relacionado a uma nova glaciação na Gondwana (evidenciada pela presença de depósitos glaciais desta idade no Norte do Brasil), similarmente ao que ocorreu no Ordoviciano. Segundo Lucas (2005), porém, outra hipótese liga as extinções à dispersão das plantas terrestres durante o Devoniano. Esta dispersão teria intensificado a formação de solos e o intemperismo químico, o que teria levado uma maior quantidade de matéria orgânica (ou seja, mais nutrientes) para os oceanos. O aumento da bioprodutividade – e a consequente acumulação de matéria orgânica nos mares rasos – teriam causado anoxia (evidenciada pelos folhelhos negros, comuns no Devoniano) e levado à extinção dos invertebrados que habitavam os fundos oceânicos. Adicionalmente, a remoção de CO_2 da atmosfera causaria um resfriamento global, o que poderia ter dado início a uma nova glaciação (http://park.org/Canada/Museum/extinction/massextinc.html; Lucas, 2005).

C. Permiano–Triássico: A Maior Catástrofe da História

Com a formação do supercontinente Pangea no Permiano, a área continental superou, pela primeira vez na história geológica, a área oceânica. O resultado desta nova configuração global foi o extensivo desenvolvimento e a diversificação das faunas de vertebrados terrestres, concomitantemente com a diminuição das comunidades marinhas. A fauna terrestre incluía insetos, anfíbios, répteis (que evoluíram durante o Carbonífero), bem como o grupo dominante de vertebrados terrestres, os sinápsidos. A flora terrestre era predominantemente composta por gimnospermas (a "Flora *Glossopteris*"), além de coníferas (mais especificamente as Cordaitales). A vida nos mares incluía braquiópodes, amonoides, gastrópodes, crinoides, peixes ósseos, tubarões e foraminíferos. Corais e trilobitas ainda existiam, mas eram bem mais raros.

Grupos afetados: O limite Paleozoico–Mesozoico marca uma grande mudança de comunida-

des marinhas dominadas por braquiópodes, crinoides, estromatoporoides, corais rugosos, tabulados e briozoários para comunidades dominadas por moluscos (especialmente amonites, bivalvios e gastrópodes) e corais escleractínios (embora estes últimos viessem a surgir apenas no Mesotriássico). Corais rugosos e tabulados, amonoides goniatíticos, braquiópodes productídeos e trilobitas, ainda existentes no final do Permiano, desapareceram totalmente no Triássico. Já os briozoários estenolemados, braquiópodos articulados e crinoides fixos foram drasticamente reduzidos. Esta extinção, que eliminou mais de 90% dos invertebrados marinhos em menos de 500 000 anos (Lucas, 2005), diferentemente das anteriores, foi um evento seletivo e sua história não é nada simples, como já vimos. As vítimas fatais foram foraminíferos fusulinídeos, trilobitas, corais rugosos e tabulados, peixes acantódios e, entre os tetrápodes terrestres, os sinápsidos pelicossauros, dinocefálios e terocefálios. O maior animal terrestre existente no início do Triássico era o dicinodonte *Lystrosaurus*, cujo tamanho girava em torno de 1 m de comprimento. Outros grupos foram reduzidos substancialmente, como os briozoários, braquiópodes, amonoides, tubarões, peixes ósseos, crinoides, euripterídeos, ostracodes e equinodermos.

Causas: Como vimos anteriormente, não existe um consenso acerca das causas da grande extinção permotriássica, sendo que sua grande magnitude pode ter resultado justamente da combinação de várias causas, lideradas pela drástica redução das plataformas continentais decorrente da formação da Pangea e pelas grandes erupções vulcânicas basálticas na Sibéria (as *Siberian Traps*), com liberação de gases, aquecimento global e possível anoxia oceânica (Benton, 1995; http://park.org/Canada/Museum/extinction/massextinc.html; Lucas, 2005).

D. Triássico–Jurássico: O Fim dos Conodontes

A extinção do final do Triássico tem sido comparada, em termos de abrangência, com a do final do Cretáceo (Lucas, 2005). Entretanto, a visão de que um único evento tenha provocado a extinção triássica vem sendo substituída pela ideia de que grupos como amonoides, bivalvios, conodontes e alguns vertebrados experimentaram múltiplas ou prolongadas extinções através do Neotriássico, enquanto outros grupos não foram praticamente afetados. Assim, ao invés de uma única extinção em massa no final do Triássico, o Neotriássico deveria ser caracterizado como um intervalo de elevadas taxas de extinção (uma prolongada crise biótica), envolvendo vários eventos distintos de extinção, durante os últimos 15 Ma do período.

Grupos afetados: No mar, as faunas dos recifes foram profundamente dizimadas, os amonoides e equinodermos quase foram extintos, enquanto braquiópodes, gastrópodes e bivalvios foram severamente afetados e os conodontes desapareceram totalmente. Em terra, os últimos anfíbios labirintodontes também desapareceram e os diápsidos arcossauros, liderados pelos dinossauros, pela primeira vez na história sobrepujavam os sinápsidos como os herbívoros e carnívoros dominantes. Dentre os sinápsidos, os terápsidos (cinodontes e dicinodontes) até então os grupos dominantes, tiveram uma drástica redução a partir do terço final do Triássico, passando a ser representados, após o final do Período, quase que exclusivamente por um grupo de cinodontes de pequeno tamanho, surgido pouco antes, os mamíferos.

Causas: As causas da extinção do Triássico não são bem conhecidas, mas explicações incluem resfriamento global e impactos extraterrestres. Podem ter sido mudanças climáticas, associadas ao estabelecimento do rifteamento da Pangea e abertura do Atlântico, juntamente com a deriva dos continentes do cinturão tropical. Segundo Lucas (2005) existem várias evidências de impactos próximo ao final do Triássico, sendo a mais famosa delas a cratera Manacougan (de 214 Ma) em Quebec, no Canadá, a qual, porém, precede o limite Triássico–Jurássico em 15 Ma. De fato, nenhuma evidência amplamente aceita de um impacto foi demonstrada, até o momento, para o final do Período.

Por outro lado, o grande extravasamento de lava conhecido como CAMP – *Central Atlantic Magmatic Province*, ocorrido no final do Triássico com a abertura do Atlântico, pode ter influenciado a extinção, apesar de ainda não haver uma explicação para o seu preciso mecanismo de ação (Lucas, 2005). Imagina-se que, tal como deve ter ocorrido na extinção permiana, deve ter havido liberação de metano do assoalho oceânico, intoxicando e asfixiando a fauna marinha (http://park.org/Canada/Museum/extinction/massextinc.html; Lucas, 2005).

E. Cretáceo–Terciário (K-T) – O fim(?) dos Dinossauros

Através do Triássico, Jurássico e Cretáceo, radiações faunísticas e florísticas resultaram em um grande número de espécies. Os ambientes continentais passaram a ser dominados por novas faunas, compostas por dinossauros, crocodilos, mamíferos, pterossauros, anfíbios e aves. No Cretáceo, as floras terrestres passaram, pela primeira vez, a ser dominadas pelas angiospermas, ao invés das gimnospermas. Nos mares, ocorreu uma grande irradiação de répteis marinhos (ictiossauros, plesiossauros, notossauros, mosassauros), além dos invertebrados, representados por bivalvios rudistas, amonoides, belemnoides, corais escleratínios, bivalvios e braquiópodes.

Todo esse contexto foi drasticamente modificado, no final do Cretáceo, com a mais famosa de todas as extinções em massa.

Grupos afetados: No limite K-T, 85% de todas as espécies desapareceram. Apesar de os dinossauros serem as vítimas mais conhecidas, vários outros grupos de organismos marinhos e terrestres foram afetados. Entre eles, os pterossauros, os belemnoides, amonoides, os grandes répteis marinhos e os bivalvios rudistas, trigonídeos e inoceramídeos, além de muitas espécies de plantas, foram totalmente extintos. Outros organismos foram severamente afetados, mas não se extinguiram, como foraminíferos plantônicos, nanoplâncton calcáreo, diatomáceas, dinoflagelados, braquiópodes, moluscos, equinodermos e peixes. Curiosamente, a maioria das aves (logo, nem todos os dinossauros foram afetados), além dos mamíferos, tartarugas, crocodilos, lagartos, cobras e anfíbios foram pouco atingidos.

Causas: A hipótese mais proeminente invoca forças extraterrestres, como o impacto de um meteorito ou cometa como o principal agente de extinção. De fato, a extinção do fim do Cretáceo constitui-se no único evento de extinção em massa em que há coincidência entre impacto e dados paleontológicos. Hipóteses mais antigas citavam vulcanismo ou glaciação como as possíveis causas.

A evidência mais concreta do referido impacto é a cratera de *Chicxulub* (com diâmetro calculado em 300 km), na costa norte da Península de Yucatán, no México. Por mais de uma década, tal cratera foi assinalada como de idade coincidindo com o fim do Cretáceo, mas estudos recentes – e ainda muito controversos – têm colocado isto à prova, por defenderem que a cratera foi formada 300 000 anos antes do fim do Cretáceo (Keller *et alii*, 2003). Com isso, alguns cientistas postulam que deve ter havido um outro impacto, exatamente no limite K-T, que é marcado pela presença de uma fina camada de irídio, depositada na mesma época que a extinção ocorreu. O irídio é um elemento raro na Terra, só sendo encontrado no manto terrestre, mas é muito abundante em meteoros e cometas. A camada de irídio é encontrada tanto em sedimentos terrestres quanto marinhos, em vários locais do mundo onde o limite K-T aflora.

A maioria dos paleontólogos acredita que esta ampla distribuição de irídio no limite K-T só poderia ter sido causada por um impacto extraterrestre. Além do irídio, são encontradas, em abundância, esférulas de basalto, as quais devem ter sido geradas por um impacto na crosta terrestre e, posteriormente, lançadas na atmosfera. A presença de grãos alterados de quartzo, diagnósticos de impactos, fornece evidência adicional.

Entretanto, ainda não é muito bem compreendido o papel das erupções na Índia e Paquistão – as *Deccan Traps* – no fim do Cretáceo. As altas concentrações de irídio na camada limite têm sido interpretadas, alternativamente (McLean, 1985; 1995), como tendo origem no manto, a partir das intensas erupções vulcânicas ocorridas naquela região, que teriam jogado uma enorme quantidade de cinzas na atmosfera, alterando o clima e mudando a composição química dos oceanos, causando, assim as extinções. (Fontes: http://park.org/Canada/Museum/extinction/massextinc.html e Lucas, 2005)

Conclusão

Em função de tudo o que foi apresentado, fica evidente que o estudo das extinções constitui-se num dos mais complexos e fascinantes campos da Ciência, pois engloba desde aspectos intrinsecamente biológicos, referentes aos processos evolutivos dos organismos, passa pela interação destes organismos com os processos geológicos, busca os sinais desta interação no registro geológico e paleontológico e chega até a questão da interação da Terra com o Sistema Solar e o Universo.

Entretanto, todos estes fatores, em seus diferentes níveis de atuação, individualmente ou em conjunto, não estão intrinsecamente ligados apenas à questão da erradicação de alguns ou vários organismos, mas sim ao processo de evolução da Vida em nosso planeta, pois as extinções fazem parte deste processo. Tudo o que existe hoje é o resultado deste permanente balanço entre o surgimento e o desaparecimento de espécies, seja de modo contínuo ou descontínuo.

Referências

ALVAREZ, L. W.; ALVAREZ, W.; ASARO, F. & MICHEL, H. V. 1980. Extraterrestrial cause for the Cretaceous – Tertiary extinction. *Science*, *208*: 1.095-1.108.

BAMBACH, R. K. 1990. Late Paleozoic provinciality in the marine realm. *In:* McKERROW, W. S. & SCOTESE, C. R. (eds.). *Paleozoic Palaeogeography and Biogeography*, London, Geological Society Memoir, p. 307-323.

BRAMLETTE, M. N. 1965. Massive extinctions in biota at the end of Mesozoic time. *Science*, *148*: 1.696-1.699.

ERWIN, D. H. 1993. *The great paleozoic crisis. Life and death in the Permian*. New York, Columbia University Press, 327 p.

GRAHAM, R. W. 1986. Plant-Animal Interactions and Pleistocene Extinctions. *In:* ELLIOT, D. K. (ed.). *Dynamics of Extinction*. New York, John Wiley & Sons, p. 131-156.

GRUSZCZYNSKI, M.; HOFFMAN, A.; MALKOWSKI, K. & VEIZER, J. 1992. Seawater strontium isotopic perturbation at the Permian-Triassic boundary, west Sptsbergen, and its implications for the interpretation of strontium isotopic data. *Geology*, *20*: 779-782.

HALLAM, A. 1989. The case for sea-level change as a dominant causal factor in mass extinctions of marine invertebrates. *Philosophical Transactions of the Royal Society, London Ser. B*, *325*: 437-455.

HALLAM, A. 1991. Why was there a delayed radiation after the end-Paleozoic extinctions? *Historical Biology*, *5*: 257-262.

HATFIELD, C. B. & CAMP, M. J. 1970. Mass extinctions correlated with periodic galactic events. *Geological Society of America Bulletin*, *81*: 911-914.

ISOZAKI, Y. 1996. P–T boundary superanoxia and oceanic stratification in Panthalassa. *Prof. Hisayoshi Igo Commemorative Volume*. Tóquio, p. 29-41.

ISOZAKI, Y. 1997. Permo–Triassic boundary superanoxia and stratified superocean: records from lost deep sea. *Science*, *276*: 235-238.

JABLONSKI, D. 1986. Causes and Consequences of Mass Extinctions. *In:* ELLIOT, D. K. (ed.). *Dynamics of Extinction*. New York, John Wiley & Sons, p. 183-230.

LAVINA, E. L.; ARAUJO-BARBERENA, D. C. & AZEVEDO, S. A. K. 1991. Tempestades de inverno e altas taxas de mortalidade de répteis mesossauros. Um exemplo a partir do afloramento Passo do São Borja, RS. *Pesquisas*, *18*(1): 64-70.

LIPPS, J. H. 1970. Plankton evolution. *Evolution*, *24*: 1-22.

NEGI, J. G. & TIWARI, R. K. 1983. Matching long term periodicities of geomagnetic reversals and galactic motions of the solar system. *Geophysical Research Letters*, *10*: 713-716.

OFFICER, C. B. & DRAKE, C. L. 1983. The Cretaceous-Tertiary transition. *Science*, *219*: 1.383-1.390.

RAUP, D. M. 1985. Magnetic reversals and mass extinctions. *Nature*, *314*: 341-343.

RAUP, D. M. 1987. Mass extinction: a commentary. *Paleontology*, *30*: 1-13.

RAUP, D. M. & SEPKOSKI Jr., J. J. 1984. Periodicity of extinctions in the geological past. *Proceedings of the National Academy of Sciences USA*, *81*: 801-805.

RAUP, D. M. & SEPKOSKI Jr., J. J. 1986. Periodic extinction of families and genera. *Science*, *231*: 1.528-1.533.

SCHOPF, T. J. M.1979. The role of biogeographic provinces in regulating marine faunal diversitty through geologic time. *In:* GRAY, J. & BOUCOT, J. (eds.). *Historical Biogeography, Plate tectonics and the Changing Environment*. Corvallis: Oregon State University Press, p. 449-457.

SEPKOSKI Jr., J. J. & RAUPP, D. M. 1986. Periodicity in Marine Extinction Events. *In:* ELLIOT, D. K. (ed.). *Dynamics of Extinction*. New York, John Wiley & Sons, p. 3-36.

SHOEMAKER, E. M.; SHOEMAKER, C. S. & WOLFE, R. F. 1988 . Asteroid and comet flux in the neighborhood of the earth. *Contribution to Lunar and Planetary Institute*, *673*: 174-176.

SMITH, J. C. 1993. *Georges Cuvier: An Annotated Bibliography of his Published Works. Smithsonian Institution Press, Washington DC.*

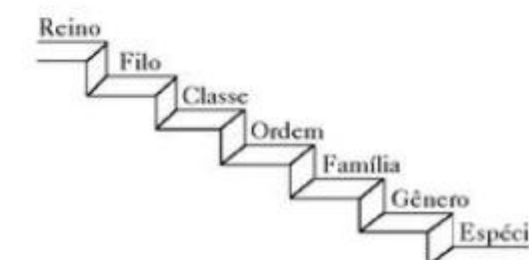
STROTHERS, R. B. 1986. Periodicity of the Earth´s magnetic reversals. *Nature*, *322*: 444-446.

TAPPAN, H. 1982. Extinction or survival: selectivity and causes of Phanerozoic crises. *In:* SILVER, L. T. & SCHULTZ, P. H. (eds.). *Global Implications of Impacts of Large Asteroids and Comets on the Earth.* Geological Society of America Special Paper Nr. 247, Boulder. Geological Society of America, p. 265-276.

VALENTINE, J. W. 1973. Plates and provinciality, a theoretical history of environmental discontinuities. *In:* HUGHES, N. F. (ed.). *Organisms and Continents Through Time.* Special Papers in Paleontology, *12*: 79-92.

WIGNALL, P. B. & HALLAM, A. 1992. Anoxia as a cause of the Permian/Triassic extinction: facies evidence from northern Italy and the western United States. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *93*: 21-46.

Taxonomia e Sistemática

Aristóteles de Moraes Rios-Netto

Desde os primórdios o Homem busca agrupar em conjuntos os seres vivos com características semelhantes, para conseguir entender a diversidade dos organismos sobre a Terra. No Gênesis, o primeiro livro da Bíblia, há uma ordem divina a Adão para que ele desse nomes a todos os seres vivos. É interessante que, juntamente com essa missão, Deus dá ao Homem outra ordem: a de dominar o mundo. O Homem tenta agrupar para entender, e entender para dominar.

O presente capítulo trata justamente das técnicas de agrupamento e das regras para nomear organismos. Mas, se, em princípio, agrupar e dar nomes é tão simples que até o primeiro homem poderia fazê-lo, por que precisamos de regras e técnicas? Justamente nós, paleontólogos, geólogos e biólogos, que temos muito mais afinidade com as Ciências Naturais do que a códigos de leis ou manuais técnicos!... Talvez seja justamente porque não somos mais aqueles primeiros homens, vivendo em um mundo aparentemente tão menor e tão pouco conhecido. O enorme conhecimento acumulado pelo Homem ao longo da história tornou as Ciências Naturais mais complexas. Ao mesmo tempo, nesse mundo aparentemente maior, a troca de informações é muito mais necessária. Para entender o mundo é preciso dividir o que se deseja conhecer em pequenos agrupamentos, compreender em detalhe o funcionamento desses blocos e interagir com outros pesquisadores que também conhecem muito bem os agrupamentos que estudam. Só assim esse mundo enorme de hoje pode ser compreendido. Para que isso seja possível é preciso que cada pesquisador, no Brasil, na Alemanha, na China ou em qualquer outra localidade sigam as mesmas regras e métodos. Assim, poderá haver troca de informações com confiabilidade. Em relação aos seres vivos, essa é a função da Taxonomia. Ela visa agrupar e dar nomes aos organismos de um modo "cientificamente correto", para ajudar o Homem a dominar a Natureza.

Tentaremos tornar o estudo da Taxonomia menos árido do que poderia ser a simples exposição de conceitos e regras. Enfocaremos os princípios gerais que embasam essa área da Paleontologia e estudaremos as regras e os conceitos mais básicos. Importa que os estudantes e pesquisadores aprendam onde e como buscar informações mais aprofundadas, quando se defrontarem com necessidades específicas.

Um guia bastante prático para quem deseje iniciar-se em trabalhos de Taxonomia Zoológica, ou para aqueles que, mesmo não querendo se dedicar a eles, necessitem de um socorro nessas questões, é o manual organizado por Papavero (1994). Quanto à Taxonomia Botânica, os iniciantes podem encontrar grande auxílio em Sivarajan (1991).

A Ciência da Sistemática

É fácil constatar que a unidade básica de agrupamento dos seres vivos, aquela mais diretamente acessível ao senso comum, é a espécie, mesmo que a maioria das pessoas não saiba o que esse conceito significa. Ainda assim, quando nomeamos certos organismos como "homem", "cachorro" ou "boi", é à espécie que estamos nos referindo. Outro nível de agrupamento facilmente assimilado pelo senso comum é o nível dos reinos. Há muito tempo o homem comum separa os seres em inanimados e vivos, e esses últimos em vegetais e animais.

Mas será suficiente o agrupamento de todos os organismos somente nesses dois níveis tão extremos? Vamos analisar um exemplo simples. Nunca confundiríamos bois com cavalos ou com tartarugas. Mas é claro que bois e cavalos têm mais em comum entre si (ambos mamam, p. ex.) do que com tartarugas. E se compararmos os três com um mosquito? Nesse caso, teremos que admitir que entre eles há algo em comum, que falta aos mosquitos: os ossos. Bem, já notamos aí que vamos precisar de níveis intermediários de ordenamento. Precisaremos também de hierarquizar os níveis de agrupamento. Nesse processo, cada grupo formado, será chamado de táxon. **Táxon** é um grupo de organismos com afinidades morfológicas e/ou filogenéticas (evolutivas), independentemente do nível que esse grupo ocupa em qualquer ordenamento e hierarquização. Por exemplo: uma espécie é um táxon, mas um reino também é um táxon.

O que estivemos tentando fazer acima se denomina classificação taxonômica. Com base em Simpson (1961), dizemos que **classificação taxonômica** ou **classificação sistemática** é o agrupamento dos organismos com base em suas inter-relações, ou seja, nas associações por contiguidade, similaridade ou ambas, visando, prioritariamente, ao ordenamento dos organismos e à hierarquização dos grupos.

Taxometria é o simples agrupamento de organismos, baseado somente na observação da extensão da variabilidade morfológica de uma assembleia ou população, sem questionamentos, sem ordenamento e hierarquização, e sem cuidar intencionalmente de afinidades filogenéticas (Blow, 1979).

Identificação taxonômica é o ato de assinalar um indivíduo a grupo taxonômico predefinido e nomeado, com base em similaridade morfológica.

O estudo dos agrupamentos e da diversidade dos organismos e de todas e quaisquer relações entre eles, incluindo sua classificação e aspectos evolutivos é chamado **Sistemática**.

Taxonomia é o conjunto de princípios, procedimentos e regras que embasam a Classificação e a Sistemática (Blow, 1979). Em certo sentido, portanto, a Taxonomia inclui a Classificação, a Sistemática e também a **nomenclatura taxonômica**, ou seja, a prática de dar nomes aos táxons. Podemos distinguir Taxonomia e Sistemática comparando-as, respectivamente, aos campos de atuação de juristas, que estudam o embasamento teórico das leis, e de advogados, que aplicam essas leis a casos específicos.

É importante ressaltar que a literatura científica está longe de apresentar uma unanimidade quanto aos conceitos discutidos nesse item. Muitas vezes os leitores encontrarão definições diametralmente opostas às adotadas aqui, com a Taxonomia sendo considerada uma parte da Sistemática. Outras vezes os dois termos são utilizados com o mesmo significado amplo atribuído acima à Taxonomia (Sivarajan, 1991).

Sistemática Evolutiva Clássica e Sistemática Filogenética

É normal nas Ciências que o passo seguinte à delimitação de uma nova área de conhecimento seja que os especialistas comecem a divergir quanto aos métodos mais adequados a seu estudo. É aí que surgem as escolas de pensamento. Cada escola estabelece princípios e desenvolve conceitos que irão nortear seus estudos. A Sistemática não escapou a essa regra. Duas escolas principais se estabeleceram a partir dos anos 50 do século passado: a Sistemática Evolutiva Clássica e a Sistemática Filogenética (ou Cladismo).

A **Sistemática Evolutiva Clássica** está baseada nos conceitos de Charles Darwin acerca da classificação dos organismos. Para os adeptos dessa escola, uma classificação deve ser coerente com a filogenia (linhagem evolutiva presumida – figura 11.1A), mas não precisa ater-se rigidamente a ela. Os principais fatores considerados na classificação sistemática deveriam ser as semelhanças e diferenças entre os seres vivos, as quais são interpretadas como reflexo das relações de parentesco entre os organismos. Desse modo, se um grupo de organismos semelhantes entre si é suficientemente distinto de outros seres, considera-se que deve haver uma maior afinidade evolutiva entre os membros daquele grupo, do que entre cada um deles e os de quaisquer outros táxons. Porém, as relações filogenéticas não são determinantes em uma classificação sistemática clássica.

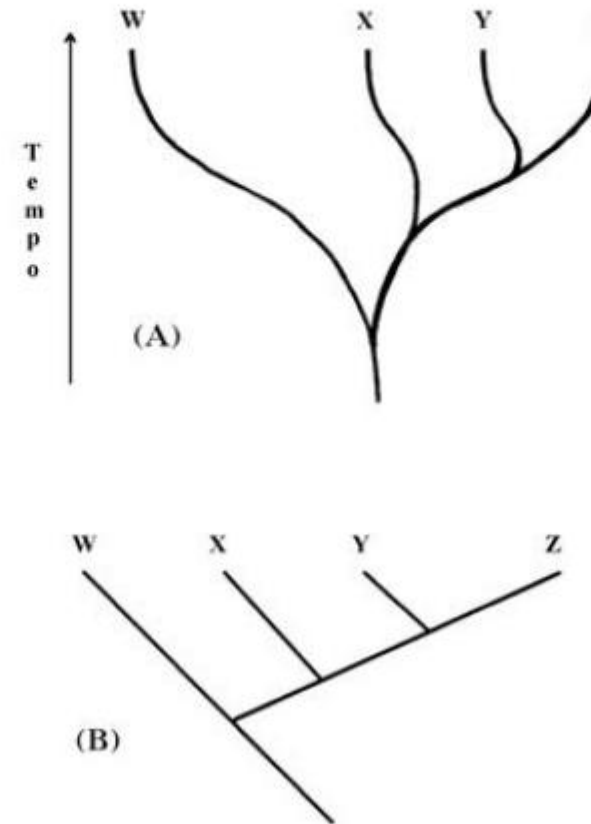



Figura 11.1 (A) Diagrama filogenético hipotético, utilizado na Sistemática Evolutiva Clássica: o táxon W deu origem ao táxon Z, que, por sua vez, originou X e Y, nessa sequência. Cada táxon está representado por uma linha e a dimensão "TEMPO" está representada no eixo vertical. (B) Cladograma hipotético: no exemplo mostrado nessa figura, Y + Z formam um clado, uma vez que esses são todos os descendentes de um único ancestral comum (relação evidenciada pela junção das retas Y e Z; X + [Y + Z] formam um outro clado. Um cladograma não mostra a dimensão "TEMPO": W, X, Y e Z são representados pela extremidade de cada fragmento de reta, e não pelas linhas.

A **Sistemática Filogenética** é assim denominada por atribuir uma importância máxima às relações filogenéticas entre os táxons. Essa escola, fundada pelo pesquisador alemão Willi Hennig (1966), preconiza um sistema classificatório que reflita de maneira direta, clara e precisa as relações de parentesco dos grupos formados. Para isso, a Sistemática Filogenética enfatiza a necessidade de se buscar, na classificação dos organismos, **táxons monofiléticos**, ou seja, grupos que incluem todos os descendentes de um único ancestral. **Clado** é a denominação que recebem esses grupos; daí o nome **Cladismo**, também aplicado a essa escola. Em contraposição, **táxons parafiléticos** são definidos como grupos que possuem um único ancestral comum, mas que não incluem todos os descendentes desse ancestral. **Cladograma** é um diagrama que representa as relações filogenéticas entre clados (figura 11.1B). Outro conceito bastante utilizado na Sistemática Filogenética é o de **grupo-irmão**, que corresponde ao grupo monofilético mais próximo de um determinado táxon, considerando-se o aspecto filogenético. Para se chegar a uma classificação sistemática cladística, o maior número possível de caracteres morfológicos dos organismos estudados é tabulado, transpostos para uma matriz matemática e, sobre essa matriz, aplicam-se métodos de análise de agrupamentos, obtendo-se, afinal, uma classificação. É importante, também, observar as modificações por que passa um determinado caracter ao longo de uma filogenia. Em uma "série de transformação", um caracter vai sendo progressivamente modificado, passando de uma condição primitiva a uma condição derivada. **Plesiomorfia** é o estado primitivo de um caracter, em uma série de transformação; **apomorfia** é o estado derivado desse caracter. Por exemplo, os pelos dos mamíferos são considerados uma condição apomórfica em relação às escamas dos répteis, dos quais descendemos. Quando uma plesiomorfia é compartilhada por um conjunto de espécies temos uma **simplesiomorfia** (p. ex. presença de escamas); uma apomorfia compartilhada é chamada **sinapomorfia** (p. ex. a presença de pelos nos mamíferos). Um táxon monofilético deve, obrigatoriamente possuir uma sinapomorfia.

Se você deseja conhecer mais a respeito dessas escolas de Sistemática, esses são alguns textos básicos que você deve procurar:

- Sistemática Filogenética: Hennig (1966); Amorim, D.S. (2002).
- Sistemática Evolutiva Clássica: Mayr (1969, 1990); Mayr & Ashlock (1991).

Principais Categorias ou Níveis Taxonômicos

Os seres vivos são tradicionalmente classificados em sete **categorias** ou **níveis taxonômicos**, ordenados hierarquicamente. Em ordem decrescente de sua abrangência, essas categorias são as seguintes: **reino, filo ou divisão, classe, ordem, família, gênero** e **espécie** (que é a unidade taxonômica fundamental). A essas categorias tradicionais, Cavalier-Smith (1987, 2004) acrescentou o nível de **império**. Existem ainda subníveis intermediários, como subfilo, superfamília, subespécie, entre outros.

Império
Reino
Filo ou Divisão
Subfilo ou Subdivisão
Superclasse
Classe
Subclasse
Superordem
Ordem
Subordem
Superfamília
Família
Subfamília
Tribo
Subtribo
Gênero
Subgênero
Seção
Série
Espécie
Subespécie
Variedade
Forma

A. Impérios e Reinos de Vida

Desde que foi popularizada por Linnaeus (1707-1778), a ideia de dividir a Natureza em três reinos (Mineral, Vegetal e Animal) dominou o pensamento de cientistas e do homem comum por cerca de dois séculos. Segundo essa proposta, o primeiro desses reinos (Reino Mineral) engloba todos os seres inanimados, enquanto os seres vivos foram classificados em dois grandes grupos (reinos de vida): as plantas e os animais. Eram considerados como plantas todos os organismos imóveis e que produzem seu próprio alimento (autotróficos). Animais seriam os seres capazes de se locomover e que se alimentam de plantas ou de outros animais (heterotróficos). No entanto, o crescente conhecimento do mundo microscópico veio trazer sérias complicações para essa classificação simplificada. Por exemplo: em qual desses reinos deveríamos classificar os dinoflagelados, organismos unicelulares que se locomovem e fazem fotossíntese? Na realidade, a complexidade da vida é muito maior do que a necessidade humana de "agrupar para entender, e entender para dominar", apontada no início do capítulo.

A complexidade dos seres vivos forçou os cientistas a buscar outras propostas de classificação e, a partir de meados do século XX, o paradigma dos três reinos de vida começou a ruir. Em 1956, Copeland propôs um sistema de classificação dos seres vivos em quatro reinos (Mychota, Protoctista, Plantae e Animalia). Poucos anos depois, Whitaker (1959, 1969) apresentou sua classificação em cinco reinos (Monera, Protista, Animalia, Fungi e Plantae). Essa divisão em cinco reinos tornou-se amplamente aceita, embora tenha sofrido aprimoramentos ao longo dos anos (p. ex. Margulis, 1971; Whitaker & Margulis, 1978), e serviu de base para uma classificação ainda atual, a de Margulis & Schwartz (1998), que considera os reinos Prokariotae, Protoctista, Fungi, Animalia e Plantae. A Sistemática, porém, é uma ciência dinâmica, e, à medida que novas técnicas de estudo dos organismos são desenvolvidas, a classificação taxômica, em especial em categorias mais elevadas, se torna cada vez mais complexa. Desde a década de 1980, a ênfase na classificação nessas categorias tem migrado da morfologia para a ultraestrutura celular e molecular dos organismos (RNA, DNA). Em nível de reino, características como unicelularidade, capacidade de locomoção e mesmo a clássica oposição autotrofismo *x* heterotrofismo deixaram de ser critérios distintivos. Além disso, muitos autores atuais afirmam que a grande separação entre os seres vivos se dá além do nível dos reinos, como uma dicotomia entre bactérias e todos os demais organismos. Cavalier-Smith (1998), baseado em suas próprias observações e citando outros autores, considera que é possível identificar cerca de 30 diferenças entre esses dois grandes grupos, e cita 12 delas. As mais importantes podem ser sintetizadas no seguinte parâmetro: ausência (nas bactérias) ou presença (nos demais seres vivos) de um núcleo individualizado. Esse critério define os impérios, conforme veremos adiante. Como você pode observar, características como essas não são aferíveis no âmbito da Paleontologia. Eles pertencem ao escopo da Microbiologia e da Biologia Molecular. À Paleontologia cabe o papel de balizar e conferir essas descobertas com os dados que só ela pode fornecer: morfologia e distribuição dos organismos no passado geológico.

Novas propostas têm surgido para atender esse novo paradigma ultramolecular, como a de Cavalier-Smith (1983, modificada em 1998, consolidada em 2004), que propõe uma classificação em seis reinos de vida (Bacteria, Protozoa, Animalia, Fungi, Plantae e Chromista) e dois impérios (Prokaryota e Eukaryota). Essa classificação é adotada, por exemplo, por Armstrong & Brasier (2005), edição atualizada e ampliada de um clássico da Micropaleontologia.

Toda essa complexidade recém-descoberta leva a um problema para os leigos em Microbiologia: nas classificações atuais dos níveis hierárquicos mais elevados dificilmente encontram-se definições desses táxons, mas sim longas discussões sobre suas características e de componentes. De modo a tornar o assunto mais acessível para aqueles que estão se iniciando na Paleontologia, apresenta-se, a seguir, uma definição simplificada de cada império e reino da classificação proposta por Cavalier-Smith (1998). Alguns membros desses seis reinos são ilustrados na figura 11.2.

> Vírus, apesar de possuírem DNA e se reproduzirem, não são células e dependem inteiramente de células-hospedeiras para reproduzir-se, alimentar-se e crescer. Alguns podem mesmo se cristalizar, semelhantemente a minerais. Cavalier-Smith (1998) define-os como "elementos genéticos parasitas". Assim, vírus não são considerados seres vivos.

Império Prokaryota

Agrupa os seres vivos menores (1-10 μm), menos complexos e mais antigos sobre a Terra. Esse império é composto por somente um reino (Bacteria) e, portanto, tem as mesmas características desse seu único membro, e que são apresentadas abaixo. No entanto, a característica que define o pertencimento ao império Prokaryota é que esses organismos possuem ribossomas e cromossomas em um mesmo compartimento de sua única célula.

Reino Bacteria

Trata-se dos organismos desprovidos de núcleo, sistema de endomembranas celulares e citoesqueleto. São unicelulares. Alguns grupos produzem seu próprio alimento por fotossíntese ou quimiossíntese (autotrofia), enquanto outros dependem de alimento gerado por outros organismos (heterotrofia). A esse reino pertencem as bactérias em geral, incluindo as algas cianofíceas ou algas verde-azuis (Filo Cyanobacteria). As bactérias raramente deixam vestígios fósseis diretos; no entanto não se pode desprezar sua importância no estudo da evolução da vida e do planeta, como é o caso das bactérias metanogênicas (pertencentes ao Sub-reino Unibacteria) e das cianobactérias (que pertencem ao Sub-reino Negibacteria); essas últimas dão origem aos estromatólitos, que serão estudados em capítulo próprio.

Império Eukaryota

O império Eukaryota agrupa organismos com células que possuem um núcleo individualizado por uma membrana nuclear, sistema de endomembranas celulares e citoesqueleto. As células dos eucariontes são maiores do que as dos procariontes (10-100 μm). Esse império contém cinco reinos, sendo dois deles "zoológicos" (Protozoa e Animalia) e três "botânicos" (Fungi, Plantae e Chromista).

Reino Protozoa

É o reino filogeneticamente mais basal dentre os eucariontes. São organismos unicelulares, plasmodiais (**plasmódio** é agregado de células que formam uma única massa citoplasmática multinucleada) ou coloniais. São majoritariamente autotróficos e fagotróficos (**fagotrofismo** é o engolfamento de alimento particulado por uma célula). Raramente possuem cloroplastos (organelas que armazenam clorofila para a fotossíntese), e quando elas estão presentes, estão livres no citoplasma; porém, ao contrário das plantas, os cloroplastos dos protozoários majoritariamente têm membrana tripla. Foraminíferos, dinoflagelados e radiolários, por exemplo, pertencem a esse reino.

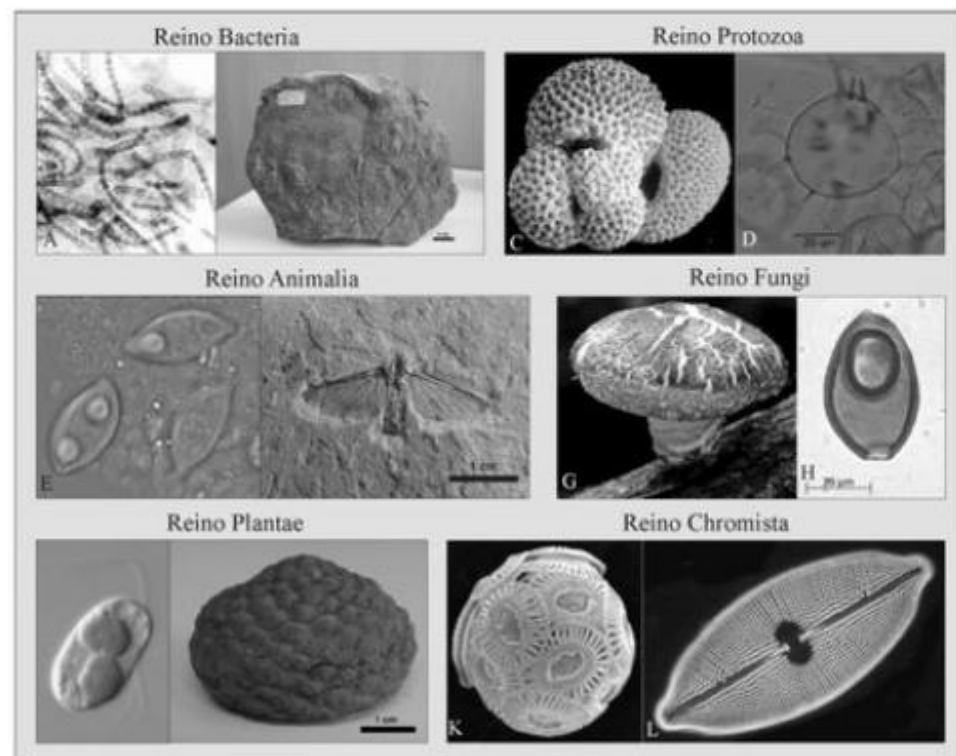



Figura 11.2 Os seis reinos de vida. Reino Bactéria: (A) Cianobactérias – micro-organismos fundamentais na formação da atual atmosfera terrestre. (B) Estromatólito do pré-cambriano de Minas Gerais – rocha calcária gerada por cianobactérias. Reino Protozoa. (C) Carapaça de foraminífero. (D) Teca de dinoflagelado. Reino Animalia. (E) *Myxidium anatidum*, animal unicelular. (F) Inseto fóssil da Bacia do Araripe. Reino Fungi. (G) *Lentinus edodes*, cogumelo do tipo shiitake, muito apreciado na cozinha oriental. (H) Esporo de fungo microscópico. Reino Plantae. (I) *Cyanophora paradoxa*, planta unicelular e móvil. (J) Planta fóssil da Bacia do Araripe. Reino Chromista. (K) Cocolitoforídeo, alga microscópica – as placas que protegem a célula darão origem a nanofósseis calcários. (L) Frústula de diatomácea.

Reino Animalia

Reúne os organismos com ancestralidade multicelular e fagotrófica. Moluscos, corais, anfíbios e mamíferos, por exemplo, pertencem a esse reino. *Myxidium* é um exemplo de animais unicelulares.

Reino Fungi

São seres heterotróficos, que não realizam fagocitose, cujas células têm parede quitinosas. Engloba fungos macroscópicos e microscópicos. Os cogumelos que você conhece são partes reprodutivas de fungos, os quais pertencem a esse reino.

Reino Plantae

Seres autotróficos, que possuem cloroplastos com membrana dupla livres no citoplasma (no citosol). Palmeiras, samambaias, riniófitas (plantas primitivas, fossilizadas, encontradas, na Bacia do Paraná), rodófitas (algas vermelhas, pluricelulares ou unicelulares), glaucófitas (algas de água doce, móveis ou imóveis) e briófitas, são exemplos de organismos pertencentes ao reino Plantae.

Reino Chromista

Esses organismos são autotróficos, e possuem cloroplastos com clorofila do tipo C, com membrana tripla ou quádupla, localizadas dentro do retículo endoplasmático rugoso, o que os distingue de plantas e alguns protozoários. Diatomáceas e cocolitoforídeos (que dão origem aos nanofósseis calcários) pertencem ao reino Chromista.

B. Os Níveis Taxonômicos Abaixo de Reino

Ao menos idealmente, a categoria "espécie" representa uma realidade biológica, enquanto os demais níveis refletem um maior grau de abstração da mente humana. Classicamente, uma **espécie biológica** pode ser definida como um grupo de indivíduos capazes de interfertilização, isolados reprodutivamente de outras espécies (Grant, 1957), que compartilham um nicho ecológico comum (Armstrog & Brasier, 2005). Mais do que relações fenéticas (morfologia), espécies biológicas são definidas com base no parentesco genético (Sivarajan, 1991). Esse conceito, no entanto, é impossível de ser aplicado integralmente na Paleontologia. Quando estudamos restos fossilizados de organismos, não é possível, obviamente, analisar sua capacidade de intercruzamento produzindo descendentes férteis, nem pode ser aferido seu genoma. Por esse motivo, o conceito de espécie na Paleontologia deve ser definido em um sentido mais estrito do que na Biologia. Uma **espécie paleontológica** é um grupo de organismos com estreita afinidade morfológica (forma), fisiológica (função), filogenética (ancestralidade comum) e ecológica (ambiente em que vivem), com distribuição estratigráfica contínua. É bom lembrar que a fisiologia, a filogenia e a ecologia de um organismo fóssil são inferidas a partir de sua morfologia e de sua distribuição estratigráfica, essas sim, informações primárias e concretas. Complementando o que afirmaram Armstrong & Brasier (2005), pode-se dizer que uma espécie fóssil é distinguida com base em descontinuidades morfológicas, estratigráficas e paleoecológicas.

Abaixo do nível de espécie temos subespécie, variedade e forma. Uma **subespécie** é importante por corresponder a um primeiro passo no processo de surgimento de uma nova espécie (especiação), já que o isolamento absoluto e prolongado, no tempo geológico, de duas subespécies poderá originar duas espécies distintas. Sob o ponto de vista paleontológico, a caracterização da distribuição geográfica e temporal de diferentes subespécies, poderá levar a um maior refinamento paleoecológico e bioestratigráfico. **Variedade** e **forma** são categorias infrassubespecíficas: trata-se de subconjuntos de organismos que têm alguns traços distintivos em relação ao restante da espécie, sendo fortemente influenciados por parâmetros ecológicos locais e tendo distribuição geográfica e temporal pouco distinta ou pouco conhecida (Boltovskoy & Wright, 1976). Sua importância está em chamar a atenção para certa variação morfológica que um grupo de indivíduos apresenta em relação ao conjunto da espécie, e cujo significado taxonômico ainda não pode ser avaliado. No caso de bactérias, "variedade" tem o mesmo significado que "subespécie".

Acima do nível de espécie está a categoria de **gênero**, que é um agrupamento de espécies afins. Gêneros com dada afininidade são agrupados em uma **família**; famílias afins formam uma **ordem**; uma **classe** agrupa ordens com características comuns; as classes que compartilham determinados caracteres formam um **filo** ou **divisão** (esse último termo é utilizado em Botânica e Paleobotânica, tendo o mesmo significado que "filo").

Regras de Nomenclatura

As regras que regem a designação científica dos seres vivos e dos táxons fósseis estão agrupadas nos seguintes códigos:

- Código Internacional de Nomenclatura Bacteriológica – CINBac (LaPage *et alii*, 1992): regula a nomenclatura de organismos do reino Bacteria.
- Código Internacional de Nomenclatura Zoológica – CINZ (Ride *et alii*, 1999): rege nomes dos reinos Protozoa e Animalia.
- Código Internacional de Nomenclatura Botânica – CINB (Greuter *et alii*, 2003): sob esse código são nomeados táxons dos reinos Fungi, Plantae e Chromista.

Os códigos apresentam normas rígidas, cuja aplicação é supervisionada por comitês internacionais de especialistas em Sistemática. Esse cuidado visa garantir a uniformidade e a estabilidade dos nomes científicos dos organismos. Como em um código de Direito, os códigos de nomenclatura apresentam uma série de procedimentos e formalidades, através de artigos (normas), recomendações e anexos. Os códigos de nomenclatura determinam as condições de validade de um nome, como e em que situações esse nome pode ser alterado, e vários outros procedimentos relativos a esse tema. Um nome proposto para um determinado organismo, mas que não obedece às normas dos códigos de nomenclatura, é rejeitado como **nomen nudum** (*nom.nud.*; expressão latina, significando literalmente "nome nu"), ou seja, sem validade.

Nesse item vamos abordar os aspectos mais importantes e rotineiros relativos às regras de Nomenclatura.

A. Composição e Grafia dos Nomes Científicos

Os nomes científicos dos organismos devem ser formados com palavras latinas ou latinizadas. Os códigos de nomenclatura trazem regras de como proceder a latinização de palavras oriundas de outras línguas, bem como listas de sufixos e prefixos gregos e latinos apropriados à nomenclatura científica.

Todos os táxons acima do nível de espécie têm nomes compostos por uma só palavra (**nomenclatura uninominal**), escrito com letra inicial maiúscula. Por exemplo: ordem Myodocopida (ostracodes), família Megatheriidae (mamíferos), gênero *Anomalocardia* (moluscos). O nome de um subgênero deve ser escrito entre parênteses e colocado entre o nome do gênero e o epíteto específico (veja definição dessa expressão no próximo parágrafo). Por exemplo: *Ptychopteria (Actinopteria) eschwegei*, espécie de bivalvio pertencente ao gênero *Pthycopteria*, subgênero *Actinopteria*.

As espécies têm seus nomes compostos por duas palavras. Por isso nos referimos ao nome de uma espécie como sendo um **binômio** ou uma **combinação binominal**. Por exemplo: *Pinacosaurus grangeri* é o nome de uma espécie de répteis. Nesse caso, a primeira palavra, *Pinacosaurus*, é o nome do gênero, enquanto a segunda é o **epíteto específico**.

> Tomando como exemplo a espécie citada acima, seu nome é *Pinacosaurus grangeri*, um binômio. A palavra *grangeri*, sozinha, não é considerada como o nome da espécie, nem se deve citá-la desse modo em uma publicação, embora em conversas informais muitas vezes as pessoas se refiram a uma espécie usando somente seu epíteto específico.

O nome de uma subespécie é um **trinômio** ou **combinação trinominal**, ou seja, é formado por três palavras. Por exemplo: *Globigerinoides trilobus immaturus* (subespécie de foraminíferos). Aqui, a segunda palavra (*trilobus*) é o **epíteto específico**, enquanto a terceira (*immaturus*) é chamada de **epíteto subespecífico**. Os epítetos são grafados em letras minúsculas. Essa é uma regra frequentemente desrespeitada.

Observe nos exemplos anteriores que os nomes de gênero, espécie e subespécie foram grafados em *itálico*. Essa é outra recomendação dos códigos de nomenclatura. Segundo o Código Internacional de Nomenclatura Zoológica (CINZ; Recomendações Gerais, item 6), os nomes científicos dos táxons do grupo de gênero e do grupo de espécie devem ser escritos em um tipo de letras (fonte) diferente do restante do texto, e observa que é usual a utilização do *itálico* na grafia desses nomes. Os nomes supragenéricos não devem ser grafados desse modo. Por exemplo: família Saurocephalidae (répteis), gênero *Saurocephalus*, espécie *Saurocephalus lanciformis*. O uso de epítetos de variedade e forma não são regulamentados pelo CINZ. Boltovsky & Wright (1976) recomendam que eles sejam separados por vírgula do nome da espécie e não sejam escritos em tipo distinto do restante do texto, uma vez que não podem ser considerados como nomenclatura oficial. Por exemplo: *Zeauvigerina waiparensis*, forma palmula (foraminíferos). O Código Internacional de Nomenclatura Botânica (CINB), no entanto, inclui os níveis infraespecíficos em suas regras, e grafa os epítetos de variedade e de forma em *itálico*, sem separá-los por vírgula do nome trivial de espécie. Por exemplo: *Trifolium stellatum* forma *nanum*.

> O uso de sublinha nos nomes de gêneros e espécies não satisfaz à recomendação do CINZ. Esse costume tem origem na dificuldade de grafar em *itálico* em manuscritos redigidos em máquinas de escrever. Para grafar em *itálico* nessas máquinas era preciso trocar a esfera ou disco com o tipo de letra. Um longo texto biológico ou paleontológico, com dezenas de nomes científicos, exigia a troca da esfera ou disco inúmeras vezes. Para facilitar o trabalho dos autores, os nomes científicos eram simplesmente sublinhados, indicando ao gráfico, no momento da impressão, que todas as palavras sublinhadas deveriam ser impressas em *itálico*. Com o tempo, a prática se degenerou em textos científicos com nomes de gêneros e espécies grafados em tipos iguais ao restante do texto, diferenciados somente por sublinhas. Contra o Código, infelizmente!

O nome do autor do táxon não faz parte do nome do táxon e deve ser grafado em tipos normais, logo após o nome do táxon, não sendo separado desse por vírgula. Caso seja citado o ano da publicação original, uma vírgula separará o nome do autor e o ano. Sua citação é opcional para o Código Internacional de Nomenclatura Zoológica, embora esse código recomende que o autor e o ano de publicação devam ser citados pelo menos uma vez em cada publicação; o Código Internacional de Nomenclatura Botânica, no entanto, considera que a indicação completa e acurada do nome de um táxon, deve incluir a citação do autor, de modo a facilitar a verificação da data de publicação e tornar mais precisa a informação.

Loricosaurus scutatus Huene, 1929 (espécie de répteis)

[nome do gênero] [epíteto específico] [autor] [ano]

[nome da espécie]

Se o nome do autor aparece entre parênteses após o nome da espécie ou subespécie, significa que o autor original havia assinalado essa espécie ou subespécie a outro gênero. Embora não seja um procedimento comum, o nome do autor que efetuou essa transferência para outro gênero pode ser citado logo após os parênteses contendo o autor original, não sendo separado por vírgula.

> *Eremotherium* Spillman, 1948 ⇒ gênero de mamíferos descrito por Spillman, em 1948.
>
> *Sanguinolites karsteni* (Clarke, 1899) ⇒ espécie de bivalvio originalmente descrita por Clarke, em 1899, como pertencente a outro gênero e transferido, posteriormente, para o gênero *Sanguinolites*.
>
> *Dentoglobigerina venezuelana* (Hedberg, 1937) Blow, 1979 ⇒ espécie de foraminíferos originalmente descrita por Hedberg, em 1937, como pertencente a outro gênero e transferido para o gênero *Dentoglobigerina* por Blow, em 1979.

B. Terminações

O nome das categorias supragenéricas é formado pelo radical do nome do gênero no qual o táxon está baseado, acrescido de terminações próprias para cada um dos níveis taxonômicos. Algumas dessas terminações são exigências dos códigos internacional de nomenclatura bacteriológica (CINBac), zoológica (CINZ) ou botânica (CINB). Outras são recomendadas pelo CINB. Outras ainda não estão nos códigos de nomenclatura, mas são de amplo uso na literatura paleontológica. A tabela 11.1 reúne as terminações mais frequentemente usadas.

C. A Publicação de um Nome

Os códigos internacionais de nomenclatura de organismos estabelecem que, para que o nome de um táxon seja considerado válido, ele deve ser publicado em papel impresso, em publicação científica de distribuição pública (gratuita ou por compra), em meio que garanta a produção de inúmeras cópias idênticas e duráveis. Os microfilmes e similares, as provas tipográficas, os textos de distribuição restrita (como relatórios internos de uma empresa) e a simples apresentação em reuniões científicas não são considerados meios de divulgação válidos. O CINB não aceita publicações *on line* ou distribuído por via eletrônica; já o CINZ aceita publicação em meio não impresso para trabalhos posteriores a 1999, desde que esses trabalhos contenham a informação de que cópias impressas foram depositadas em pelo menos cinco grandes bibliotecas de acesso público, que devem ser identificadas no próprio trabalho.

Os códigos de nomenclatura de organismos recomendam ainda que devem constar da publicação original de um táxon a **descrição** morfológica do táxon ou a **diagnose** (breve listagem dos caracteres distintivos do táxon) e uma **ilustração** (desenho ou fotografia do espécime escolhido como padrão de referência do táxon). É desejável também que o autor inclua comparações do táxon descrito com outros táxons relacionados, com o intuito de facilitar sua identificação.

Em trabalhos científicos que descrevem várias espécies, é bastante comum a falta de cuidado em uniformizar as descrições: para cada espécie, aspectos ou caracteres diferentes são descritos. Tanto quanto possível, um autor deveria descrever, para todos os táxons estudados, os mesmos aspectos ou caracteres, em uma mesma sequência, facilitando as comparações entre eles. As limitações a esse enfoque são óbvias, tendo em conta as diferenças entre os táxons. No entanto, deveria sempre prevalecer a tendência de uniformizar as descrições.

Tabela 11.1 Alguns exemplos do uso de terminações: ordem Therapsida (répteis), família Pectinidae (moluscos), subfamília Octodontobradyinae (mamíferos), classe Sphenopsida (esfenófitas), ordem Glossopteridales (progimnospermas), família Sphagnaceae (briófitas)

		CINBac/CINZ/CINB (exigência)	CINB (recomendação)	LITERATURA PALEONTOLÓGICA DIVERSA
Bactéria	Ordem	– ales		
	Subordem	– ineae		
	Família	– aceae		
	Subfamília	– oideae		
	Tribo	– eae		
	Subtribo	– inae		
Protozoa Animalia	Ordem			– oidea, ida
	Subordem			– dina, ina
	Superfamília	– oidea		
	Família	– idae		
	Subfamília	– inae		
	Tribo	– ini		
	Subtribo	– ina		
Fungi Plantae Chromista	Divisão/Filo		– phyta, mycota	
	Subdivisão		– phytina, mycotina	
	Classe		– phyceae, mycetes, opsida	
	Subclasse		– phycidae, mycetidae, idae	
	Ordem	– ales		
	Subordem	– ineae		
	Família	– aceae		
	Subfamília	– oideae		
	Tribo	– eae		
	Subtribo	– inae		

Sempre que um novo táxon é descrito pela primeira vez, isso é indicado logo após o nome proposto, através de expressões apropriadas, como "espécie nova" (**sp. n.** ou **sp. nov.**), "gênero novo" (**gen. n.** ou **gen. nov.**), etc. Por exemplo: 1) *Octodontobradys* Santos, Rancy & Ferigolo, 1993, **gen. n.** (mamíferos); 2) *Barberenasuchus brasiliensis* Mattar, 1987, **sp. n.** (répteis).

D. O Princípio da Prioridade

Algumas vezes, por desconhecimento da bibliografia prévia, ou mesmo por má-fé, um pesquisador propõe outro nome a um táxon que já foi descrito e nomeado anteriormente. Assim, teremos um mesmo táxon com dois nomes diferentes – esse caso é denominado **sinonímia**. Quando isso acontece chama-se de **sinônimos** a esses diferentes nomes dados a um mesmo táxon. Dentre os sinônimos, o nome mais antigo é denominado **sinônimo-sênior**, enquanto os demais são os **sinônimos-júniores**. O termo **sinonímia** refere-se também a uma lista de sinônimos de um táxon, proposta por um determinado autor. Numa lista de sinonímia, o sinônimo-sênior vem em primeiro lugar, seguido dos sinônimos-júniores, em ordem cronológica.

Como quase todos os assuntos em Sistemática, uma lista de sinonímia não é uma lista definitiva a ser decorada, mas a opinião de um determinado autor, em um dado momento. Esse autor pode até mesmo propor uma sinonímia distinta no seu próximo trabalho, caso evolua em seus conceitos. A importância da lista de sinonímia está em possibilitar uma visão mais completa da interpretação que um autor faz de um táxon e, assim, permitir ao leitor um julgamento da opinião do autor.

Pode ocorrer também de um mesmo nome ser dado a táxons diferentes – a isso se denomina **homonímia**. Nesse caso, o homônimo mais antigo recebe a denominação de **homônimo-sênior**, e os posteriores são os **homônimos-júniores**.

Tanto para os casos de sinonímia, quanto para a homonímia, o nome considerado válido é o que foi dado primeiro, desde que sua publicação tenha sido feita em acordo com as regras dos códigos internacionais de nomenclatura. Esse é o **Princípio da Prioridade**, que visa garantir o direito de um autor que publicou primeiro uma informação.

O Princípio da Prioridade tem como objetivo garantir a estabilidade da nomenclatura científica. Note, porém, que essa estabilidade também seria afetada caso um nome longamente utilizado e aceito na literatura científica fosse substituído por outro pouco conhecido, por estrita atenção a uma regra. Assim, o Código Internacional de Nomenclatura Zoológica, determina que a aplicação do princípio pode ser dispensada em dois casos:

- quando o sinônimo-sênior ou homônimo-sênior não tem sido usado como nome válido desde 1899;
- o sinônimo-sênior ou homônimo-sênior tem sido usado para um táxon particular, como presumivelmente válido, no mínimo por 25 trabalhos científicos, publicados por no mínimo 10 autores nos 50 anos precedentes, englobando um intervalo de, no mínimo, 10 anos.

E. O que é o Tipo em Taxonomia?

Quando um autor descreve um novo táxon, ele escolhe um ou mais exemplares, no qual está baseando seu conceito daquele táxon para representar essa sua ideia. Esse(s) espécime(s) é(são) denominado(s) o **tipo** de nome de táxon (CINB, art. 7.1), e passará a ser considerado o padrão de referência de um táxon (CINZ, art. 61.1). O tipo de uma espécie é um exemplar ou, eventualmente, os exemplares escolhidos para representá-la; o tipo de um gênero é o tipo da espécie na qual ela está baseada, além dessa espécie, em seu conjunto, lhe servir de padrão de referência (**espécie-tipo**); o tipo de uma família é o gênero no qual o conceito dessa família está baseado (**gênero-tipo**).

Devido à importância do tipo para a Taxonomia, os exemplares escolhidos devem ser depositados em um museu, ou em uma instituição de pesquisa ou de ensino públicos, que possa garantir sua preservação e o livre acesso para consulta. Essa é uma exigência dos códigos internacionais de nomenclatura para que uma espécie tenha seu nome validado.

Existem várias categorias de tipos para o grupo da espécie:

Série-tipo: é o conjunto de todos os exemplares no qual o autor baseou sua diagnose da espécie.

Holótipo: é o exemplar escolhido pelo autor, dentre aquelas da série-tipo, para representar uma espécie.

Parátipos: são os demais exemplares da série-tipo, excluído o holótipo. A importância dos parátipos está em prover aos pesquisadores uma ideia mais completa da variabilidade intraespecífica. Na maior parte das vezes essa variabilidade não é totalmente representada por um único exemplar, por mais completo que seja o holótipo quanto às feições características de uma espécie.

Síntipos: caso o autor não designe um holótipo, todos os exemplares da série-tipo são reconhecidos como síntipos e têm o mesmo valor como referência da espécie.

Lectótipo: exemplar escolhido posteriormente à publicação original, dentre os síntipos, como referência-padrão da espécie, por qualquer pesquisador.

Paralectótipos: uma vez designado um lectótipo, os demais exemplares da série-tipo recebem, então, o nome de **paralectótipos** e exercem uma função equivalente à dos parátipos, caso houvessem sido designados.

Neótipo: é um novo exemplar designado como tipo de uma espécie, em circunstâncias especiais, em caso de extravio ou destruição do holótipo, lectótipo ou síntipos.

Topótipo: termo que se refere a um exemplar coletado na localidade-tipo de uma dada espécie; trata-se

de uma categoria informal, não reconhecida pelos códigos internacionais de nomenclatura, porém de ampla difusão na literatura científica.

Metatipo: exemplar designado por um pesquisador para representar o conjunto dos organismos que ele reconheceu como pertencentes a um determinado táxon, em uma determinada área de estudo, no decorrer de um trabalho (Blow, 1979). Note-se que esse não é o trabalho original em que o táxon foi descrito. O metatipo, portanto, não serve como padrão de referência da espécie, mas como padrão de referência do conceito de um pesquisador qualquer sobre uma dada espécie. O metatipo também é uma categoria informal, não reconhecida pelos códigos de nomenclatura, mas de grande utilidade.

F. Nomenclatura Aberta

Sabemos que o procedimento correto em um trabalho científico é sempre prover o leitor de todos os elementos que o permitam julgar o grau de confiabilidade das informações que recebe. Por esse motivo existe a **nomenclatura aberta**, que consiste em termos e expressões que indicam que não foi possível a identificação segura de um táxon, bem como o grau de incerteza nessa identificação. Os termos usados em nomenclatura aberta não são regulamentados pelos códigos de nomenclatura, e, portanto, há grande divergência entre os diversos autores a respeito de sua abrangência. Boltovskoy & Wright (1976) e Bengtson (1988) são excelentes pontos de partida para quem necessite aprofundar-se na questão. Abaixo veremos alguns termos que podem ser usados para indicar uma identificação incerta. Note que eles não fazem parte do nome do gênero ou espécie e, portanto, não são grafados em itálico.

incertae sedis ⇒ indica que a posição de um táxon em um sistema de classificação é inteiramente desconhecida. Por exemplo, dizer que Chitinozoa é **incertae sedis** significa que não sabemos como classificá-lo com relação a outros táxons.

aff. ⇒ abreviatura do latim **affinis**, que significa "afim a". É usado para indicar que um exemplar é comparável a determinada espécie, que apresenta grande similaridade com a mesma, embora provavelmente não pertença à espécie. Por exemplo: *Saurocephalus* aff. *S. lanciformis* (répteis).

cf. ⇒ abreviatura do latim **confer**, que significa "similar", "comparável a". Usado quando um exemplar é considerado muito próximo a uma espécie, com grande probabilidade de pertencer a ela, mas mesmo assim persiste alguma dúvida. Por exemplo: *Gyrodus* cf. *G. cretaceus* (répteis).

'...' ⇒ se o nome de um táxon é colocado entre aspas, isso indica que o nome necessita revisão, ou o próprio táxon está obsoleto. Por exemplo: "*Hastigerina*" *bolivariana* (foraminíferos).

ex. gr. ⇒ abreviatura do latim **ex gregae**, que significa "do grupo de". Por exemplo: *Bulimina* ex. gr. *B. striata* indica espécimens com estreita relação com esse táxon de foraminíferos, mas não necessariamente pertencentes a ele.

? (Ponto de interrogação)

⇒ um nome de gênero seguido de ponto de interrogação: indica que há dúvida sobre a identificação do gênero e que não se conhece a espécie. Por exemplo: *Thrinaxodon*? => exemplar assinalado duvidosamente ao gênero de répteis *Thrinaxodon*, de espécie desconhecida.

⇒ entre o nome do gênero e o epíteto específico: indica que há certeza quanto à identificação da espécie, mas permanece a dúvida em relação ao gênero. Por exemplo: *Eremotherium*? *laurillardi* (mamíferos).

⇒ antes do nome da espécie: indica que há dúvida sobre a totalidade da identificação. Por exemplo: ?*Hybodus florencei* => exemplar duvidosamente atribuído a essa espécie de peixes.

sp. e ssp. ⇒ abreviaturas para "espécie" e "subespécie". Por exemplo: *Scaphonyx* sp. indica um réptil de espécie indefinida, seguramente pertencente ao gênero *Scaphonyx*.

spp. ⇒ abreviatura para "espécies". Por exemplo: *Darwinula* spp. ⇒ indica a presença de mais de uma espécie não definida de ostracodes, seguramente pertencentes ao gênero *Darwinula*.

s.s. ⇒ abreviatura do latim **sensu strictu**, que significa "sentido estrito". Usado quando queremos nos referir estritamente à subespécie que denomina uma espécie. Por exemplo: quando escrevemos *Globigerinoides trilobus* s.s. estamos nos referindo somente à subespécie de foraminíferos *Globigerinoides trilobus trilobus*, e não à espécie *Globigerinoides trilobus* como em seu todo, que incluiria ainda as subespécies *Globigerinoides trilobus immaturus* e *Globigerinoides trilobus sacculifer*, as quais compõem aquele táxon.

s.l. ⇒ abreviatura do latim **sensu latu**, que significa "sentido amplo". Usado quando se refere a uma espécie, sem distiguir suas subespécies. Por exemplo: *Globigerinoides trilobus* s.l. refere a essa espécie de foraminíferos como um todo, sem fazer distinção entre as subespécies *Globigerinoides trilobus trilobus*, *Globigerinoides trilobus immaturus* ou *Globigerinoides trilobus sacculifer*.

sensu <nome de autor> ⇒ usado quando se refere a um táxon no sentido interpretado por um determinado autor, e não no sentido original. Por exemplo: *Hastimima* sensu Silva (1979) indica que estamos nos referindo ao conceito de *Hastimima* (um gênero de artrópodos) adotado por Silva em uma hipotética publicação de 1979.

Aplicações

Na introdução desse capítulo já ressaltamos o aspecto mais importante da existência de regras rígidas de nomenclatura dos organismos: possibilitar a comunicação entre pesquisadores vivendo nas mais diversas culturas, em várias épocas da história e falando línguas distintas. Talvez possamos comparar os códigos internacionais de nomenclatura aos atuais "protocolos de comunicação" da Informática, que permitem a interação de equipamentos conceitualmente diversos em uma imensa rede de comunicação transnacional. Na realidade, esses códigos, em seu papel de uniformização da linguagem científica, constituem bases sobre as quais toda a Biologia e a Paleobiologia estão construídas. E como a Paleobiologia, juntamente com a Geologia, é um dos pilares da Paleontologia, o conhecimento das regras de nomenclatura é, pelo menos em seus aspectos básicos, essencial a qualquer estudante dessa ciência.

A Taxonomia e a Sistemática são de importância fundamental nos estudos geológicos e paleobiológicos. A Bioestratigrafia, a Paleoecologia, a Paleoceanografia e a Paleobiogeografia estão estabelecidas sobre o pressuposto da correta identificação taxonômica. Quanto mais precisa for a identificação, maior resolução alcançarão esses estudos. E não se faz uma identificação taxonômica precisa, sem que se tenha um firme embasamento dos princípios e conceitos de Taxonomia. Aspectos filogenéticos, por exemplo, que dizem respeito a definir relações de parentesco evolutivo, têm recebido cada vez mais atenção dos paleontólogos na Sistemática, com reflexos extremamente positivos na Biostratigrafia.

Referências

AMORIM, D. S. 2002. *Fundamentos de Sistemática Filogenética*. Holos Editora. Ribeirão Preto, SP, Brasil, 156 p.

ARMSTRONG, H. A. & BRASIER, M. D. 2005. *Microfossils*. Blackwell Publishing, Oxford, Reino Unido, 296 p.

BENGTSON, P. 1988. Open nomenclature. *Palaeontolgy*, *31*(parte 1): 223-227.

BLOW, W. H. 1979. *The Cainozoic Globigerinida*. E. J. Brill. 3 v.

BOLTOVSKOY, E. & WRIGHT, R. 1976. *Recent Foraminiferida*. W. Junk Buschverlag. Haia, Holanda, 515 p.

CAVALIER-SMITH, T. 1983. A 6-kingdom classification and a unified phylogeny. *In*: SCHWEMMLER, W. & SCHENK, H. E. A. (eds.). *Endocytobiology II*. de Gruyter, Berlim, Alemanha, p. 1.027-1.034.

CAVALIER-SMITH, T. 1987. The origin of cells: a symbiosis between genes, catalysts, and membranes. *Cold Spring Harb. Symp. Quant. Biol.*, *52*: 805-824.

CAVALIER-SMITH, T. 1993. Kingdom Protista and its 18 phyla. *Microbiological Reviews*, *57*(4): 953-994.

CAVALIER-SMITH, T. 1998. A revised six-kingdom system of life. *Biological Reviews of the Cambridge Philosophical Society*, *73*: 203-266.

CAVALIER-SMITH, T. 2004. Only six kingdoms of life. *Proceedings of the Royal Society of London Series B – Biological Sciences*, *271*: 1.251-1.262.

COPELAND, H. F. 1956. *The Classification of Lower Organisms*. Pacific Books, Paleo Alto, California, EUA.

GRANT, V. 1957. The plant species in theory and practice. *In*: MAYR, E. (ed.). *The Species Problem*. Am. Assoc. Adv. Sci., Washington, D.C., EUA, p. 39-80.

GREUTER, W.; McNEILL, J.; BARRIE, F. R.; BURDET, H.-M.; DEMOULIN, V.; FILGUEIRAS, T. S.; NICOLSON, D. H.; SILVA, P. C.; SKOG, J. E.; TREHANE, P.; TURLAND, N. J. & HAWKSWORTH, D. L. (eds.). 2003. *Código Internacional de Nomenclatura Botânica (Código de Saint Louis)*. Instituto de Botânica (IBt), International Association for Plant Taxonomy (IAPT) e Sociedade Botânica de São Paulo (SBSP). Tradução para o português da versão oficial em inglês, por Bicudo, C.E.M. & Prado, J., 162 p.

HENNIG, W. 1966. *Phylogenetic Systematic*. Urbana I11: University of Illinois Press. Illinois, USA.

LAPAGE, S. P.; SNEATH, P. H. A.; LESSEL, E. F.; SKERMAN, V. B. D.; SEELIGER, H. P. R. & CLARK, W. A. 1992. *International Code of Nomenclature of Bacteria, 1990 Revision*. American Society of Microbiology (ASM) Press and International Union of Microbiological Societies (IUMS). Versão digital disponível em <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/Literature>, acessada em 18/10/2008.

MARGULIS, L. 1971. Whittaker's Five Kingdoms of Organisms: Minor Revisions Suggested by Considerations of the Origin of Mitosis. *Evolution*, *25*(1): 242-245.

MARGULIS, L. & SCHWARTZ, K.V. 1998. *Five Kingdoms – An Illustrated Guide to the Phyla of Life on Earth*. 3ª ed. W.H. Freeman and Co., Nova Iorque, EUA, 520 p.

MAYR, E. 1969. *Principles of Systematic Zoology*. McGraw-Hill Book Co. Nova Iorque, EUA.

MAYR, E. 1990. A natural system of organisms. Nature, *348:* 491.

MAYR, E. & ASHLOCK, P. D. 1991. Principle of Systematic Zoology, 2nd ed. McGraw-Hill. Nova Iorque, EUA.

PAPAVERO, N. (org.). 1994. *Fundamentos Práticos de Taxonomia Zoológica: Coleções, Bibliografia e Nomenclatura*. 2ª ed. Editora da Universidade de São Paulo. São Paulo, Brasil, 285 p.

RIDE, W. D. L.; COGGER, H. G.; DUPUIS, C.; KRAUS, O.; MINELLI, A.; THOMPSON, F. C. & TUBBS, P. K. (eds.). 1999. *International Code of Zoological Nomenclature*. International Trust for Zoological Nomenclature e Natural History Museum, London, UK. Versão digital disponível em <http://www.iczn. org/iczn>, acessada em 18/10/2008.

SIMPSON, G. G. 1961. *The Principles of Animal Taxonomy*. Columbia Universy Press. New York, USA, 320 p.

SIVARAJAN, V. V. 1991. *Introduction to the Principles of Plant Taxonomy*. Cambridge University Press, Cambridge, EUA. 2nd ed, 308 p.

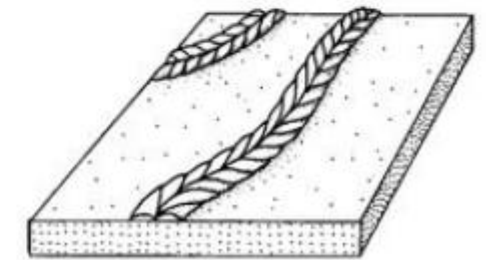
WHITTAKER, R. H. 1959. On the broad classification of organisms. *Quartely Review of Biology*, *34*: 210-226.

WHITTAKER, R. H. 1969. New concepts in kingdoms of organisms. *Science*, *163:* 150-160.

WHITTAKER, R. H. & MARGULIS, L. 1978. Protist Classification and the Kingdoms of the Organisms. *BioSystems*, *10*: 3-18.

12

Icnofósseis

Ismar de Souza Carvalho
Antonio Carlos Sequeira Fernandes

Um icnofóssil é o resultado da atividade de um organismo, que pode vir a ser preservado em um sedimento, rocha ou corpo fóssil. Seu estudo enquadra-se no âmbito da Icnologia. A **Paleoicnologia** é a parte integrante da icnologia que estuda o resultado das atividades de organismos que viveram em épocas passadas, ou seja, os **icnofósseis.** São importantes pois:

- possibilitam o registro da presença de animais de corpo mole que normalmente não se preservam;
- mostram a diversidade de comportamento das assembleias fossilíferas;
- demonstram o grau de retrabalhamento dos sedimentos pelos organismos;
- auxiliam nas interpretações paleoambientais e paleoecológicas;
- indicam topo e base de camada.

Os icnofósseis revelam algumas vantagens sobre os fósseis corporais. Primeiro, por serem representantes diretos de uma biocenose, já que ocorrem *in situ*, enquanto os fósseis corporais compõem mais frequentemente as tanatocenoses. Em segundo lugar, por serem registrados com mais frequência em determinados tipos de rochas (como siltitos e arenitos), em que os fósseis corporais são menos comuns e muitas vezes mal preservados. E, em terceiro lugar, pela tendência da diagênese em aumentar a visibilidade dos icnofósseis, enquanto os fósseis corporais têm suas estruturas de detalhe destruídas.

Os icnofósseis abrangem diferentes tipos de estruturas que são classificadas como bioturbações, bioerosões, coprólitos, ovos e nidificações.

Bioturbações

Diversos organismos, tanto marinhos como continentais, produzem uma ampla variedade de pistas, escavações e túneis nos sedimentos, que podem ser interpretados como atividade de alimentação, reptação, habitação e/ou descanso e que resultam, muitas vezes, na destruição das estruturas sedimentares previamente existentes.

A. Invertebrados

Entre os invertebrados, praticamente todos os filos possuem indivíduos potencialmente produtores de icnitos ou icnofósseis (Fernandes, 1993; Carvalho & Fernandes, 2007). Anelídeos, moluscos e artrópodes são os grupos que possuem maior número de espécies responsáveis pela produção de pistas e escavações em sedimentos inconsolidados (figura 12.1). Fernandes *et alii* (2002) apresentam um guia de identificação dos principais icnogêneros encontrados no Brasil.

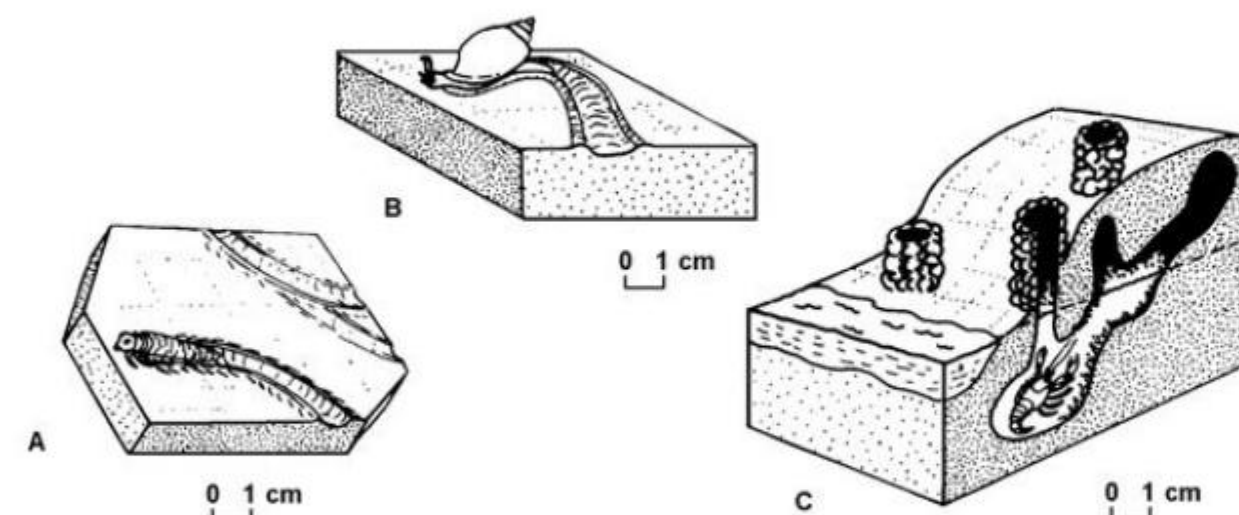



Figura 12.1 Tipos de icnitos (pistas, sulcos, escavações e túneis) produzidos por invertebrados: (A) Larvas de artrópodes. (B) Gastrópodes. (C) Crustáceos (Frey, 1975).

B. Vertebrados

Apesar de as pegadas e pistas serem os icnitos mais comuns entre os vertebrados, existem outros tipos de estruturas produzidas por eles. Algumas espécies de peixes dipnoicos, por exemplo, são formas que escavam ativamente; suas escavações tubulares são reconhecidas com certa frequência no registro fossilífero (Fernandes & Carvalho, 2002). Além disso, as fezes de vertebrados (coprólitos) são também comuns no registro sedimentar (figuras 12.2 e 12.3).

C. Vegetais

Os icnitos produzidos por vegetais são principalmente **moldes de raízes** (pedotúbulos) e **rizoconcreções** (concentração de sais ao redor das raízes).

Bioerosões

As estruturas de bioerosão são definidas como aquelas resultantes da escavação mecânica ou bioquímica por um organismo em um substrato rígido, como os orifícios ou tubos originários da ação de organismos raspadores, perfuradores ou roedores. Entre estas estruturas, destacam-se as perfurações em conchas, ossos ou em outras partes duras de invertebrados ou vertebrados, além de perfurações em rochas (sedimentares ou não) ou em madeira. Em alguns casos, torna-se difícil determinar o organismo gerador da perfuração e, inclusive, se o mesmo seria um animal ou vegetal. Em geral, as perfurações são estruturas de habitação (Fernandes & Carvalho, 2001), embora também possam resultar de uma ação predatória como as perfurações feitas por gastrópodes naticídeos e muricídeos em conchas de bivalvios (figura 12.4).

As perfurações produzidas por ouriços-do-mar em rochas de regiões litorâneas como as presentes em Aracruz, no Espírito Santo, permitem avaliar antigos níveis do mar. A ação perfuradora dos ouriços ocorre essencialmente na região de intermarés. Aquelas perfurações situadas acima ou abaixo do nível atual de flutuação das marés indicam as variações do nível do mar durante o Holoceno (Cunha *et alii*, 1982).

A. Coprólitos

Os coprólitos são definidos como excrementos fossilizados de animais, incluindo-se também sob esta designação pequenas pelotas fecais (microcoprólitos) (figura 12.5A).

Os coprólitos podem apresentar formas e tamanhos diferentes, dependendo basicamente do tipo de organismo gerador e, até certo ponto, da deposição, diagênese e de seu estado de preservação (figura 12.6). O fosfato de cálcio, na maioria dos casos, é o seu componente principal, mas diversos outros compostos inorgânicos, como carbonato e sílica, podem ser encontrados. Os coprólitos auxiliam na interpretação do hábito alimentar de animais extintos e suas relações ecológicas (Häntzschell, *et alii*, 1968; Souto, 2002; Souto *et alii*, 2001).

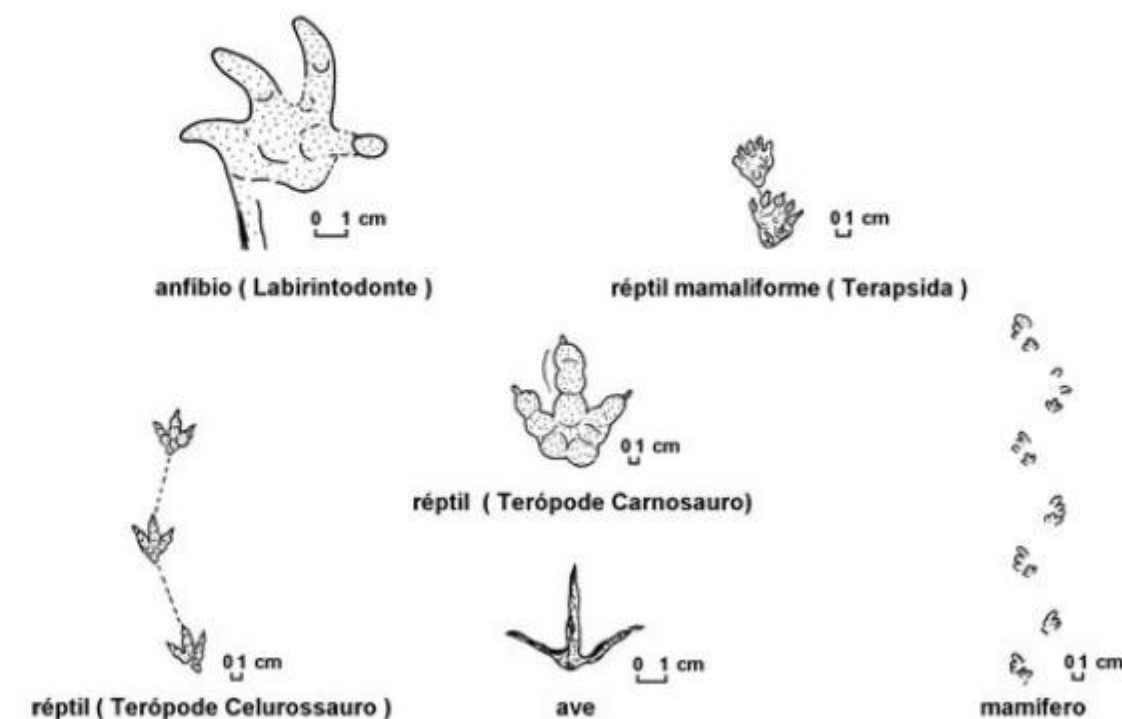



Figura 12.2 Representação esquemática das pegadas e pistas originadas por anfíbios, répteis, aves e mamíferos (Currie, 1981; Leonardi, 1980, 1983, 1987).

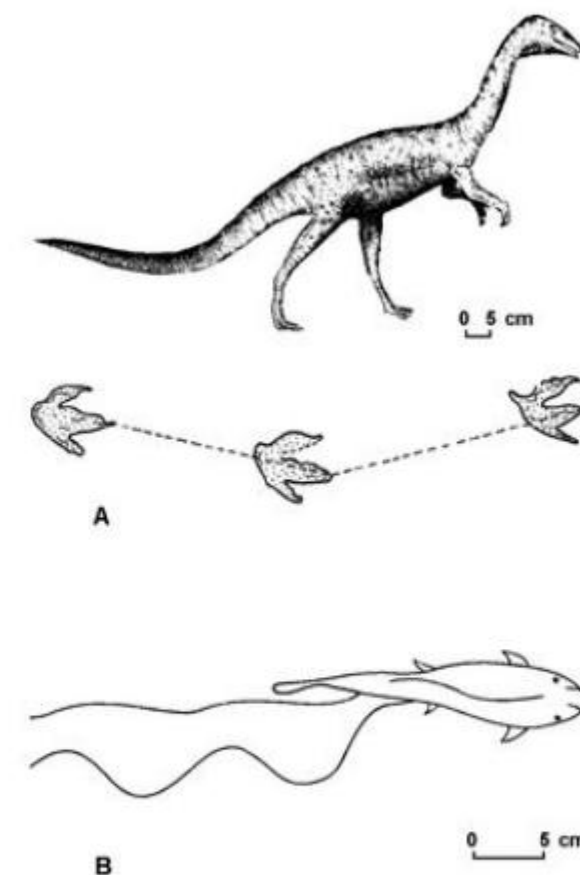



Figura 12.3 Dois tipos diferentes de icnitos de vertebrados: (A) As pegadas de um dinossauro terópode, e (B) as pistas senoidais produzidas pelas nadadeiras de um peixe actinopterígio (Carvalho, 1989).

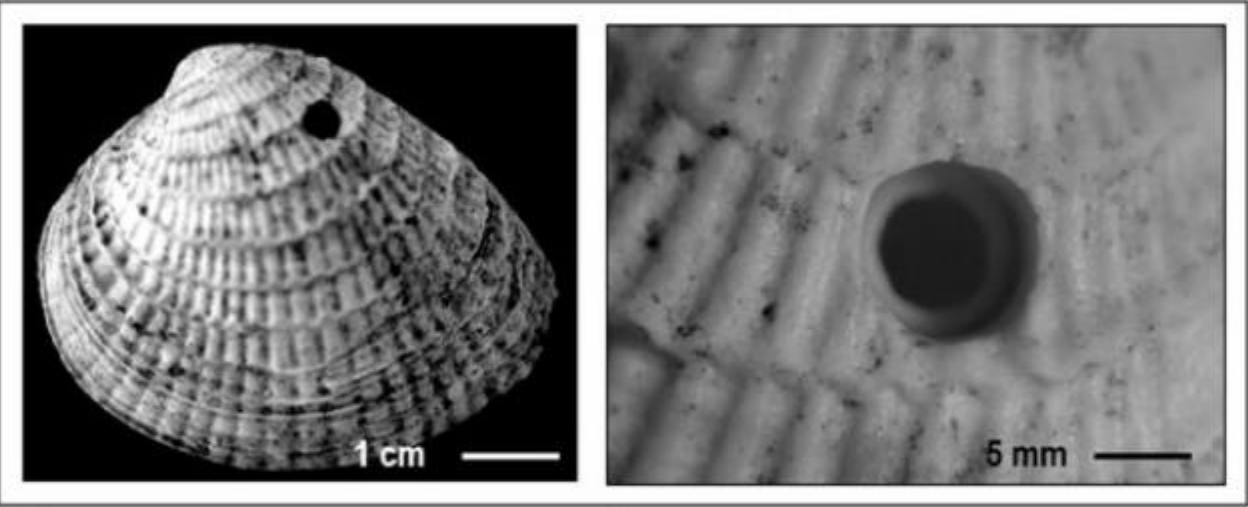



Figura 12.4 Perfuração em bivalvio: (A) Valva esquerda de *Protothaca antiqua* (Holoceno) com perfuração de gastrópodo. (B) A icnoespécie *Oichnus simplex* (Senra, 2007).

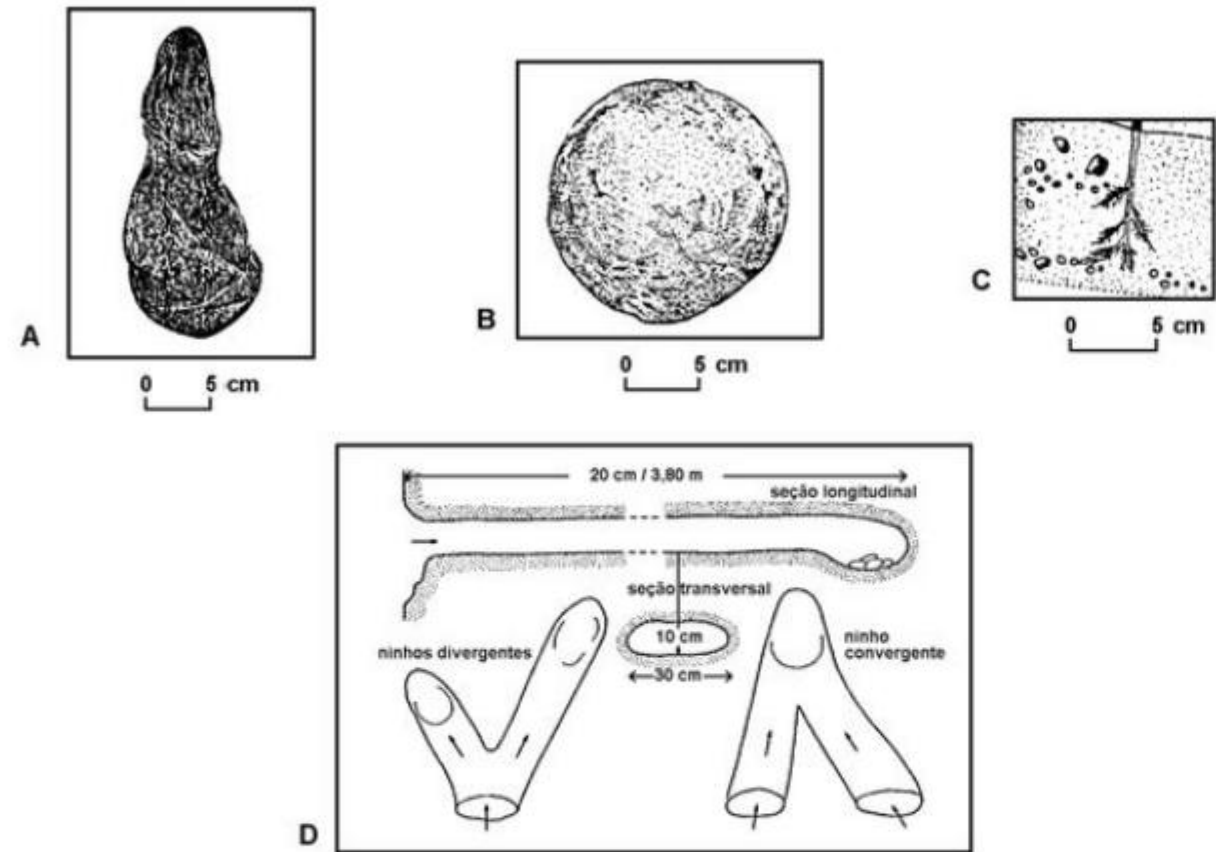



Figura 12.5 Exemplos de evidências de atividades dos organismos: (A) Coprólito de crocodilo. (B) Ovo de dinossauro. (C) Pedotúbulo. (D) Ninhos de papagaios (Frey, 1975; Leonardi & Oporto, 1983; Price, 1951; Sawyer, 1981).

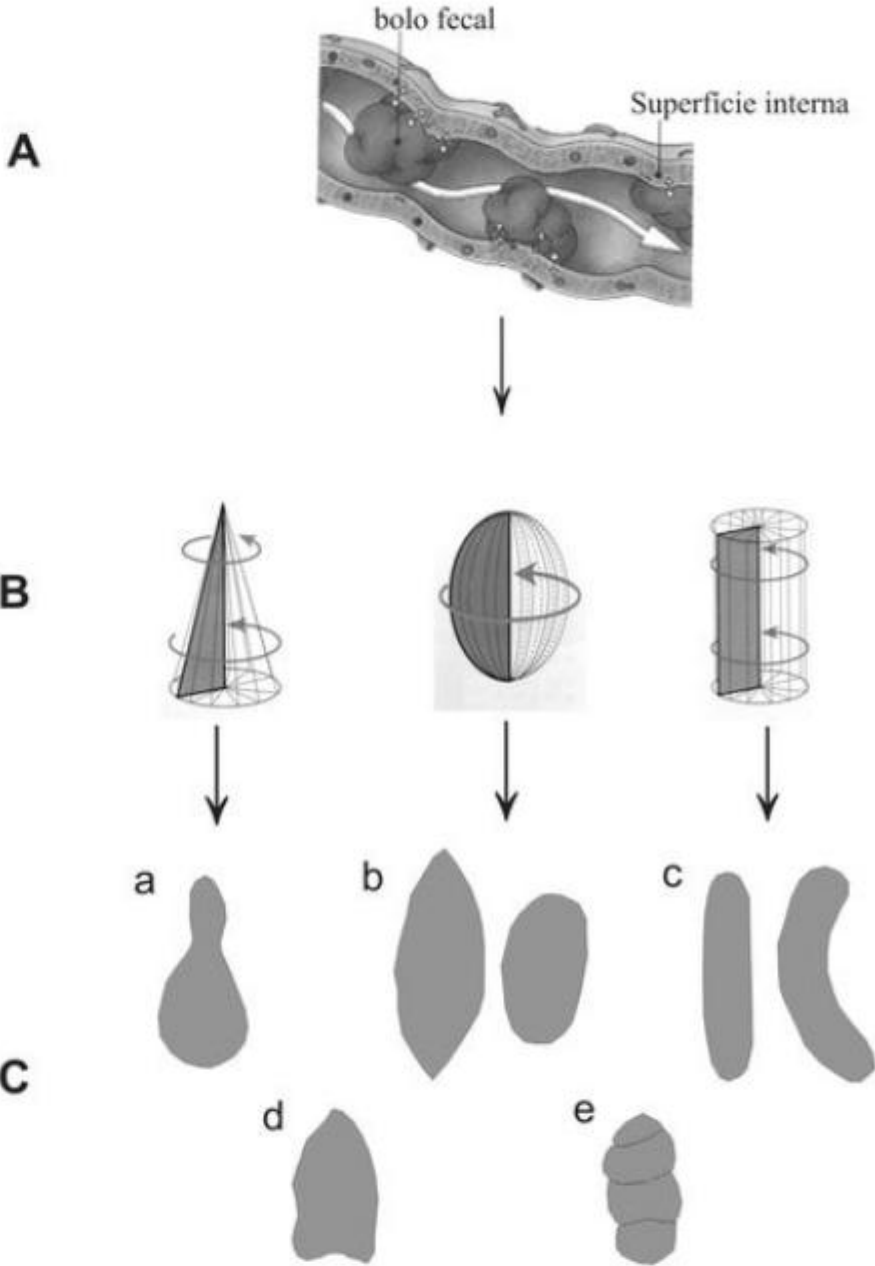



Figura 12.6 Etapas do processo de coprogênese em: (A) Corte longitudinal do trato final do intestino grosso contendo o bolo fecal em processo de compactação. (B) Modelos geométricos produzidos pelo mecanismo de compactação. (C) Formas finais: a – cônica; b – ovoides; c – cilíndricas; d – domo; e – espiralado (Souto, 2007).

Como exemplos da importância de seu estudo, destacam-se:

1. A identificação de ovos de parasitas em coprólitos humanos permitiu que fossem inferidas as rotas de migração do homem primitivo e sua chegada na América do Sul (Ferreira *et alii*, 1988).

2. Em coprólitos mais antigos encontrados na Formação Tremembé (Mioceno, Bacia de Taubaté), as diferentes proporções de elementos químicos viabilizaram a identificação de coprólitos de répteis, aves e anelídeos (Castro *et alii*, 1988; Fernandes, Polivanov & Carvalho, 1987).

Outros Tipos de Icnofósseis

Além dos coprólitos, os ninhos e os ovos de invertebrados ou vertebrados (figura 12.7) contribuem para o estudo do desenvolvimento e registro de diversos organismos, extintos ou não.

No Brasil, existem ovos de dinossauros (Price, 1951;Magalhães Ribeiro, 2001; 2002) e quelônios (Azevedo *et alii*, 2000) no Grupo Bauru (Cretáceo do Estado de Minas Gerais). O estudo de seu interior através do uso da tomografia computadorizada pode revelar a existência de embriões fósseis. Alguns microfósseis do Aptiano da Bacia do Ceará, observados em preparações palinológicas, seriam possíveis ovos de insetos (Regali & Sarjeant, 1986).

Mais raros são os ninhos fossilizados de alguns invertebrados, como a ocorrência de um ninho fossilizado de uma gruta calcária de Minas Gerais. Trata-se de um ninho característico de vespas sociais cuja excelente preservação revelou a presença de ovos e larvas recém-eclodidas (Rodrigues *et alii*, 1987).

A. Pseudoicnofósseis

Diversos processos físicos e químicos durante e após a sedimentação podem originar estruturas que assemelham-se às produzidas pelas atividades de animais e vegetais. As marcas de onda, gretas de contração, marcas de objetos, escape de gases e moldes de sais podem produzir formas semelhantes a pistas, tubos, escavações e perfurações de origem animal ou vegetal (Häntzschell, 1975).

Figura 12.7 Ovo fossilizado de crocodilomorfo (UFRJ-DG 298Ic-V) do Cretáceo Superior (Formação Marília), Bacia Bauru (Ribeiro, 2007).

Em granitos de Itu (São Paulo), a erosão e o intemperismo bioquímico provocado por fungos e liquens originam cavidades semelhantes a impressões de pés humanos e de pegadas de dinossauros.

B. Classificação

Os icnofósseis têm três aspectos significativos que se inter-relacionam, e nos quais baseiam-se as diversas classificações: são estruturas sedimentares, evidências da atividade e produtos de determinados organismos. As principais classificações encontradas são:

Descritiva (ou morfológica)

Baseada nas feições morfológicas que apresentam os icnofósseis (figura 12.8), obedece às diretrizes dos procedimentos da sistemática linneana.

Preservacional (ou estratinômica)

Considera os icnofósseis como estruturas sedimentares, sendo essencialmente relacionada à forma de preservação (figura 12.9).

Etológica (ou ecológica)

Trata os icnofósseis como resultado de uma resposta a uma função biológica, caracterizando o comportamento do organismo (figura 12.10).

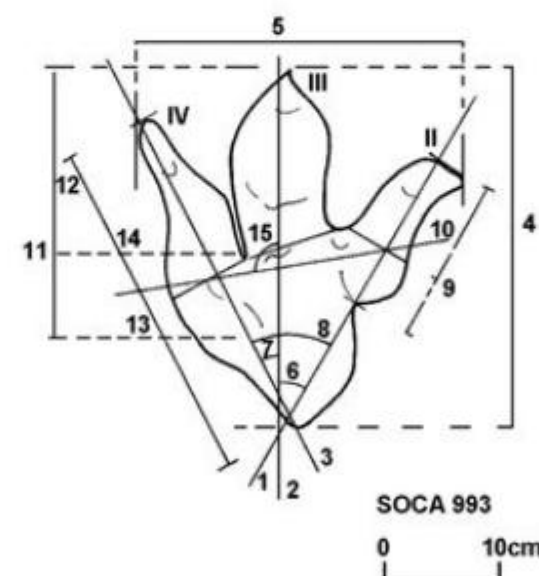
PARÂMETROS DAS PEGADAS

1 – Eixo do dedo II
2 – Eixo do dedo III
3 – Eixo do dedo IV
4 – Comprimento da pegada (CP)
5 – Largura da pegada (LP)
6 – Diverg. entre os dedos II e III (DD II – III)
7 – Diverg. entre os dedos III e IV (DD III – IV)
8 – Diverg. entre os dedos II e IV (DD II – IV)
9 – Compr. da porção falangeal II (CPF II)
10 – Compr. do dedo livre II (CDL II)
11 – Compr. da porção falangeal III (CPF III)
12 – Compr. do dedo livre III (CDL III)
13 – Compr. da porção falangeal IV (CPF IV)
14 – Compr. do dedo livre IV (CDL IV)
15 – Ângulo da cruz (AC)

Figura 12.8 Parâmetros utilizados nos estudos de pegadas de dinossauros bípedes (Carvalho, 1989; Leonardi, 1987).

Filogenética

Baseada na identidade do organismo que produziu o icnito, segue a classificação natural da sistemática biológica.

As informações fornecidas pelas classificações descritiva e preservacional são limitadas, não informando sobre as características da sedimentação e quando e onde a fossilização teve lugar. A classificação etológica é geralmente a mais apropriada pela possibilidade de indicar, através do comportamento dos organismos, dados referentes ao substrato e a outros parâmetros paleoecológicos. A classificação filogenética é de aplicabilidade mais limitada, pois as identificações referentes à taxonomia são possíveis apenas em alguns poucos casos.

A seguir, será dada ênfase à classificação etológica, a qual é de uso mais frequente na literatura icnológica.

C. Classificação Etológica

O comportamento dos organismos é agrupado em cinco categorias básicas na classificação etológica, a qual é apresentada sob a forma de diagrama circular, subdividido em cinco categorias de icnofósseis, com as inter-relações entre si e os fósseis corporais (figura 12.10). A classificação etológica baseia-se na interpretação do comportamento dos organismos que produziram os icnofósseis.

Icnitos de locomoção (Repichnia)

Incluem os traços produzidos pelo deslocamento com o auxílio de apêndices locomotores e pistas resultantes de contrações musculares do corpo. Correspondem a sequências de pegadas ou sulcos contínuos, ornamentados ou não, podendo ser lineares ou sinuosos e, algumas vezes, ramificados. Ex.: icnogênero *Diplichnites*, além de pegadas e pistas de vertebrados (figura 12.11).

Na Bacia de Sousa (Cretáceo do Estado da Paraíba) ocorrem pistas paralelas de dinossauros saurópodes que evidenciam a formação de manadas (hábito gregário) entre esses animais. Etologicamente, essas pistas são classificadas como **Repichnia** (Carvalho, 1989; 2000a; 2000b).

Icnitos de habitação (Domichnia)

Incluem escavações e perfurações habitadas por organismos. Muitos alimentam-se de material em suspensão (no caso dos invertebrados). São estruturas predominantemente cilíndricas, tendo as paredes aglutinadas por secreções quitinofosfáticas ou reforçadas por partículas detríticas selecionadas e cimentadas. Formas comuns deste tipo incluem escavações em "U" sem estrutura meniscoide e perfurações. Exemplo: icnogêneros *Arenicolites* e *Skolithos*.

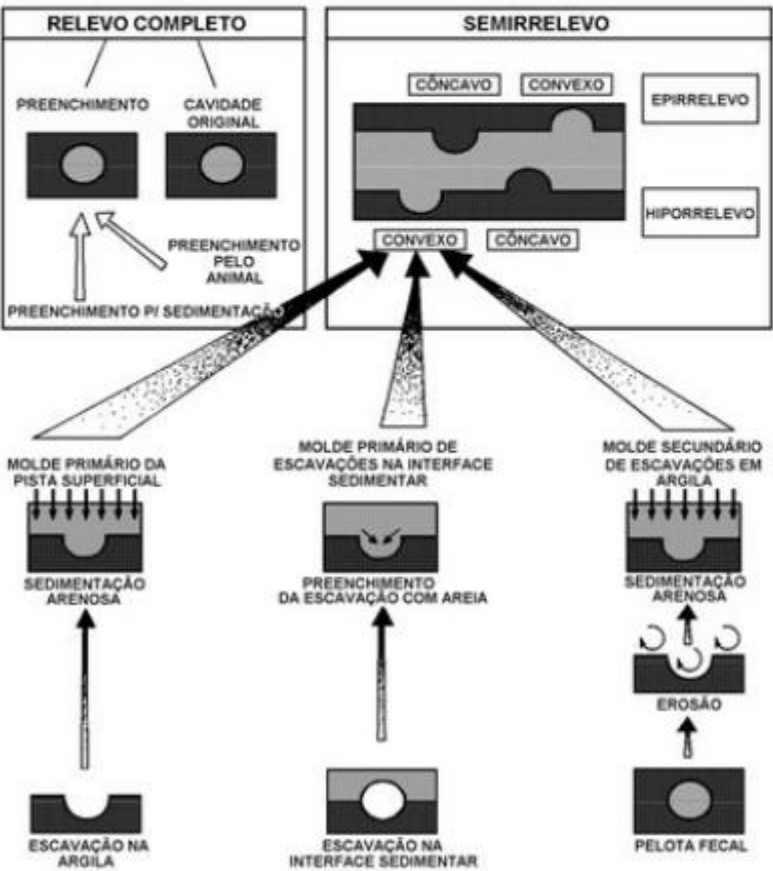
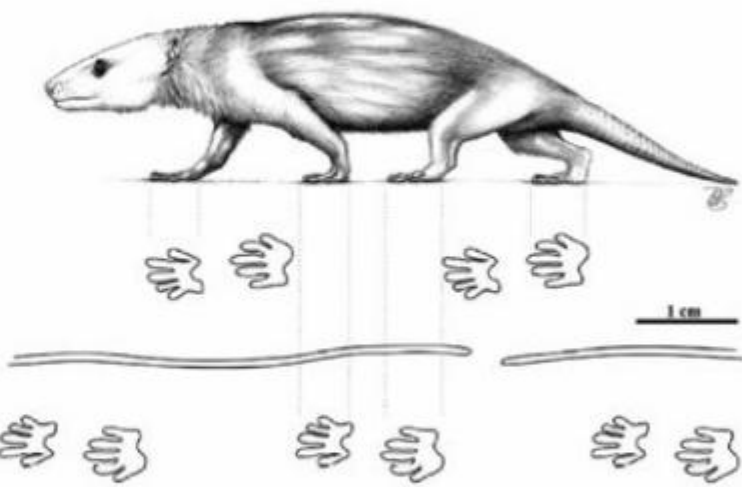



Figura 12.9 A classificação estratinômica e as formas de preservação dos icnofósseis (Osgood, 1970).

Figura 12.10 A classificação etológica dos icnofósseis (Osgood, 1970).

Figura 12.11 Pegadas teromorfoides do Triássico Superior (Formação Santa Maria, Bacia do Paraná) e reconstituição do animal produtor da pista (*Dicynodontipus protherioides*). Ilustração de Renata Cunha (Silva *et alii*, 2008).

Icnitos de descanso (Cubichnia)

São impressões causadas por uma interrupção temporária no deslocamento do animal durante sua procura por descanso ou refúgio. Feições em relevo bem definidas podem refletir a morfologia lateroventral dos organismos. Algumas formas são transicionais para **Repichnia** e **Domichnia.** Exemplo: icnogêneros *Asteriacites* e *Rusophycus*.

Icnitos de alimentação (Fodinichnia)

Consistem em escavações, tubos, pistas e perfurações do organismo quando da procura de alimento, podendo possuir um padrão complexo de comportamento. No caso dos icnitos produzidos por invertebrados predominam os padrões radiais, mas podem ocorrer escavações sob a forma de "U". Exemplo: icnogêneros *Chondrites* e *Rhizocorallium*. Existe uma íntima relação desta categoria com os **Pascichnia** e os **Domichnia**. As perfurações feitas através das conchas por predadores também pertencem a esta categoria.

Icnitos de pastagem (Pascichnia)

São pistas de alimentação construídas por organismos vágeis que retiram seu alimento através da ingestão de sedimentos superficiais. Tais estruturas, enroladas ou meandriformes, refletem uma procura de alimento. Existe uma grande inter-relação com os **Fodinichnia**, que incluem organismos que exploram sedimentos abaixo da superfície de sedimentação, e com os **Repichnia**, pois muitos icnitos de "pastagem" são também icnitos de locomoção. Exemplo: icnogênero *Cruziana*.

Nos ritmitos de Itu (Permocarbonífero, Estado de São Paulo) são encontrados dois tipos de pistas atribuídas à atividade de crustáceos notostráceos: o primeiro tipo, *Isopodichnus*, corresponde a sulcos bilobados com estrias transversais resultantes do rastejamento do animal à procura do alimento, classificados como icnitos de pastagem (**Pascichnia**); o segundo tipo, *Diplichnites*, compreende fileiras duplas de pegadas que refletem o deslocamento do animal sobre o sedimento fino, e é classificado como icnito de locomoção (**Repichnia**). Este exemplo demonstra como um mesmo organismo, em decorrência de comportamentos diferentes, pode originar mais de um tipo de icnito (Fernandes, Carvalho & Netto, 1987).

Icnitos de escape (Fugichnia)

São feitos principalmente por moluscos biválvios e outros organismos que se alimentam de material em suspensão. Normalmente não têm a parede da escavação reforçada. A estrutura ocorre pelo deslocamento rápido do organismo após o aporte de sedimento, devido à erosão da superfície.

D. Nomenclatura

É interessante saber distinguir classificação e nomenclatura, usualmente muito confundidas. Classificação é uma ordenação sistemática de coisas e conceitos, e seu propósito é facilitar o entendimento de como se inter-relacionam. A nomenclatura é um sistema de regras e

convenções para registrar os elementos da classificação e seu propósito é facilitar a comunicação.

Na nomenclatura dos icnofósseis é reconhecido um nível taxonômico principal: o **icnogênero**, que comporta uma ou mais **icnoespécies**. Se for necessário diferenciar entre categorias subordinadas a icnoespécies, o termo variedade pode ser utilizado. Nenhuma outra categoria acima de icnogênero é reconhecida, apesar de poder ser aplicada informalmente.

Caso seja possível estabelecer a que organismo pertence certo icnito, o nome deste não deve ser igual ao do organismo. O mesmo se aplica caso o icnito for descrito primeiro e posteriormente ser descoberto o organismo a ele associado.

Os princípios fundamentais da nomenclatura icnológica, de acordo com o Código para Nomenclatura de Icnofósseis são os seguintes:

Princípio I

Icnofóssil é definido como a indicação de atividade de um vegetal ou animal preservado em rocha, sedimento ou fóssil corporal.

Princípio II

A nomenclatura dos icnofósseis é baseada totalmente nas características da estrutura deixada pela atividade do organismo. É reconhecido que membros de categorias taxonômicas distintas podem produzir estruturas biogênicas similares, e uma mesma espécie ou indivíduo pode dar origem a estruturas diferentes. Portanto, a aplicação de um nome específico não implica necessariamente que este tenha sido formado por um certo organismo.

Princípio III

Apesar de a nomenclatura dos icnofósseis ser independente da nomenclatura zoológica ou botânica, é aconselhável (para evitar confusão) que os nomes escolhidos não correspondam a nomes existentes em *taxa* animais ou vegetais.

Princípio IV

A aplicação dos nomes dos *taxa* é determinada através de tipos nomenclaturais.

Princípio V

A nomenclatura do táxon é baseada na prioridade de publicação.

Princípio VI

Cada táxon, com um certo nível e caracterização morfológica, tem somente um nome correto (normalmente o nome publicado primeiro, de acordo com as regras).

Princípio VII

Nomes científicos de um táxon são tratados em latim, desconsiderando sua derivação.

Princípio VIII

A aplicação das regras de nomenclatura é retroativa, a não ser que expressamente limitada.

Princípio IX

A nomenclatura dos icnofósseis é independente da nomenclatura zoológica e botânica.

Icnofácies e Icnocenoses

O conjunto dos componentes de uma icnofauna (icnofósseis produzidos por animais) e de uma icnoflora (icnofósseis produzidos por vegetais) e suas relações na distribuição ambiental são considerados como representativos de uma icnocenose. A icnocenose é um termo paleoecológico que significa uma comunidade (cenose) de icnitos (icnia). Representa assim uma associação natural de icnofósseis (figura 12.12) que refletem as atividades bentônicas dos membros de uma **biocenose**. O registro preservado, ou o "aspecto lítico" da **icnocenose**, é denominado de **icnofácies**.

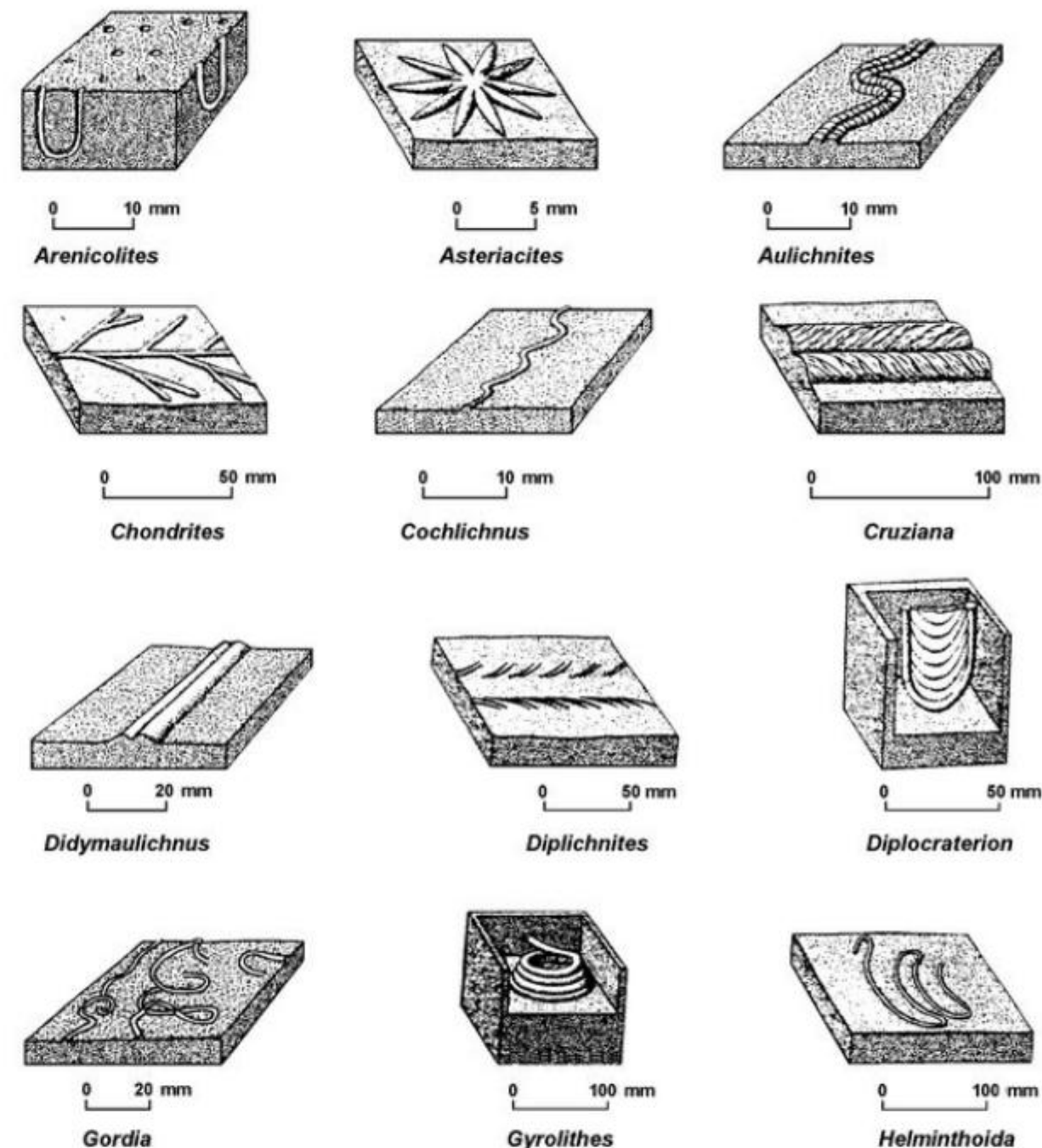
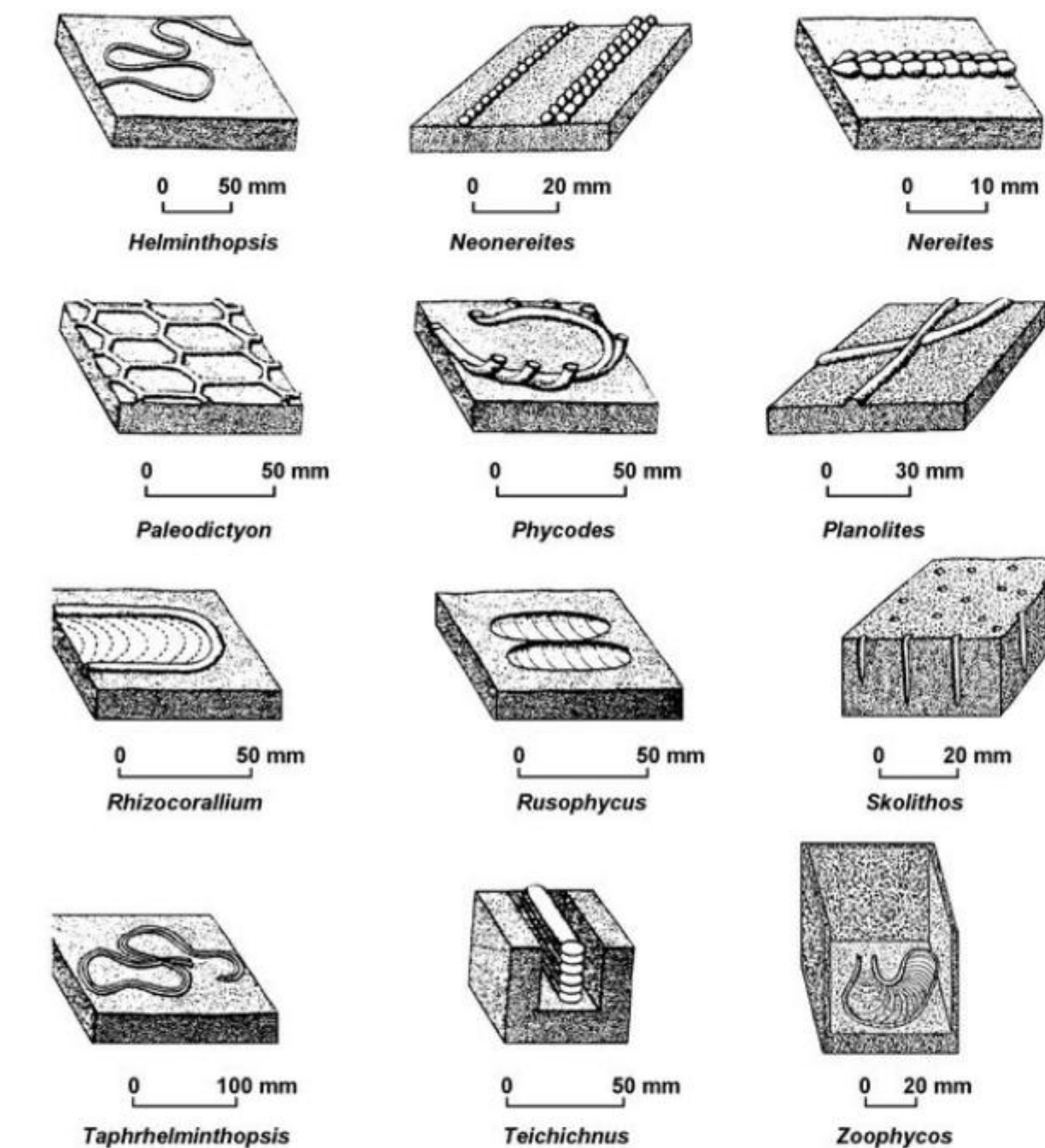
Os icnofósseis refletem respostas comportamentais da biota. O controle na origem e na diversidade dos icnitos depende das condições energéticas da interface deposicional, tipo de substrato, viabilidade alimentar, profundidade da água, nível de energia e granulometria do sedimento. Face à sensibilidade dos organismos às condições físico-químicas do meio, as escavações, pistas e perfurações por eles produzidas são extremamente importantes como indicadores ambientais. As variações nos conjuntos de icnofósseis (ou icnocenoses) podem ser utilizadas então para inferir mudanças no regime de sedimentação, tornando-se interessantes para as reconstruções paleogeográficas e paleoecológicas (figura 12.13).

(continua)

(*continuação*)

Figura 12.12 Representação esquemática dos icnofósseis de invertebrados mais comuns (Crimes, 1987).

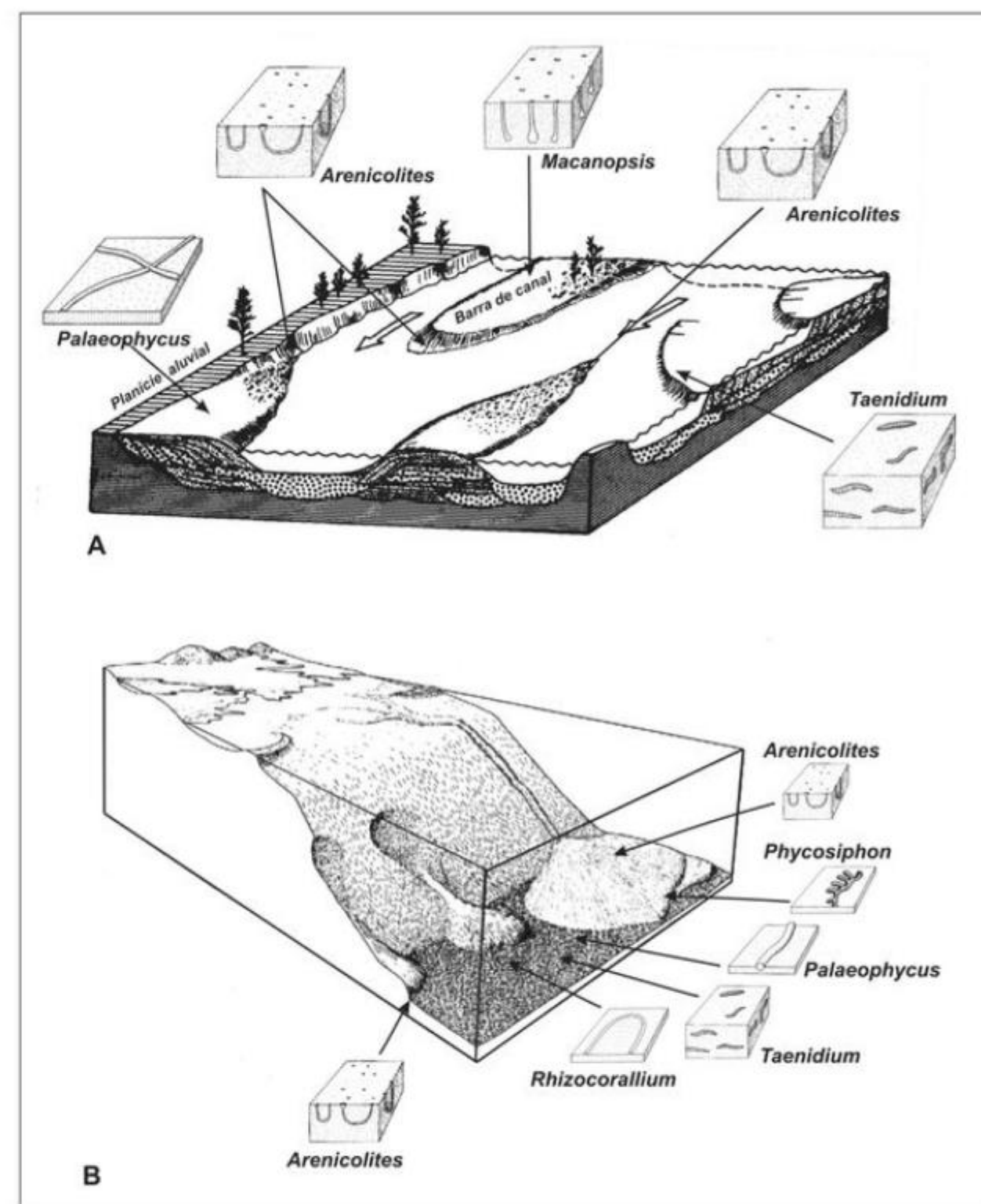



Figura 12.13 Utilização dos icnofósseis para a reconstituição das condições paleoambientais. (A) Icnofósseis de invertebrados da Formação Adamantina (Cretáceo Superior), Bacia Bauru, segundo Fernandes & Carvalho (2006) e seus espaços ecológicos. (B) Reconstituição paleoambiental para uma sucessão turbidítica da Formação Hope Bay (Triássico) da Antártida, de acordo com Carvalho *et alii* (2005) e a distribuição ambiental dos icnofósseis.

Baseando-se na avaliação cuidadosa da distribuição estratigráfica e etológica das associações dos diversos icnofósseis em rochas de várias idades, e de distintas implicações ambientais, já foram definidas 11 icnofácies principais:

a – *Scoyenia*
b – *Termitichnus*
c – *Mermia*
d – *Psilonichnus*
e – *Trypanites*
f – *Glossifungites*
g – *Skolithos*
h – *Cruziana*
i – *Zoophycos*
j – *Nereites*
k – *Teredolites*

Além dessas, existem indicações de icnofácies ligadas aos vertebrados (p. ex. *Brontopodichnus*) e outras com base em excrementos fósseis, as "coprofácies". Entretanto, essas icnofácies não têm conotação sedimentológica, motivo pelo qual existem propostas de não serem utilizadas como icnocenoses ou associações.

A repetição temporal dessas icnofácies é resultante da convergência do comportamento, condicionada pelos modos de vida e requisitos ambientais. Como os icnofósseis são o registro do comportamento e das funções fisiológicas, refletem o condicionamento dos organismos a situações ecológicas específicas. Desta forma, as associações de icnofósseis tendem a ser características de determinados regimes ambientais. Estas associações de icnofósseis são recorrentes através do tempo e do espaço, sempre que ocorra um determinado conjunto de condições ambientais (Miller III, 2007; Seilacher, 2007).

As associações de icnofósseis devem ser vistas como verdadeiros modelos de icnofácies. Determinados conjuntos de parâmetros ecológicos e geológicos podem não se repetir com perfeita fidelidade. Apesar de as associações serem denominadas por icnogêneros típicos, estes não precisam necessariamente existir em todas as ocorrências das icnofácies. As características mais gerais da icnocenose, somadas às estruturas sedimentares físicas e à litologia, são consideravelmente mais importantes para a reconstrução ambiental do que um único icnofóssil isolado.

A. Icnofácies Continentais

As diversas associações icnofossilíferas que representariam ambientes deposicionais continentais são ainda pouco conhecidas. A maioria dos icnogêneros propostos na icnologia (*Ancorichnus, Cochlichnus, Cylindrichnus, Mecanopsis, Palaeophycus, Planolites, Sabellarifex, Scolicia, Skolithos* e *Sinusites*) eram considerados como característicos ou exclusivos de rochas de origem marinha. Porém sabe-se atualmente que também ocorrem nos ambientes continentais (figura 12.14). A partir da observação em depósitos holocênicos, têm sido apresentadas algumas propostas para o estabelecimento de um zoneamento biogeográfico dos diversos organismos potencialmente produtores de icnitos. Tais estudos são desenvolvidos fundamentalmente em regiões próximas a rios ou lagos, locais onde há uma maior possibilidade de preservação das estruturas biogênicas.

Podemos estabelecer quatro ambientes continentais com registros consideráveis de atividade biogênica:

Lagos efêmeros

A existência de lagos temporários em climas quentes ou frios permitirá uma associação icnofossilífera, na qual encontrar-se-ão pistas e marcas de repouso produzidas por crustáceos (anostráceos, conchostráceos e notostráceos) e por vários grupos de vertebrados (figura 12.15). Nas regiões de clima temperado a frio, os artrópodes malacostráceos são os mais prováveis produtores de pistas, originando icnofósseis tais como *Isopodichnus* e *Diplichnites*.

Planícies de inundação e margens de canal

Nos sedimentos de planície de inundação as estruturas biogênicas são localmente muito abundantes e diversas, originadas principalmente por aracnídeos e insetos. De menor importância são as de crustáceos, anelídeos, nematódeos e moluscos. Pelo menos oito ordens e 31 famílias de insetos possuem espécies que escavam nos sedimentos de planície de inundação, ainda que nenhum dos traços produzidos seja exclusivo deste tipo de ambiente. Ao longo das margens de rios e lagos é frequente uma associação de pistas produzidas por insetos coleópteros, que incluem tubos larvais, escavações para alimentação e para habitação. Também pistas de insetos ortópteros, escavações de crustáceos decápodes e pegadas de vertebrados podem pertencer a esta associação icnológica (figuras 12.16, 12.17 e 12.18). Dentre os icnofósseis de invertebrados destaca-se o icnogênero *Skolithos*.

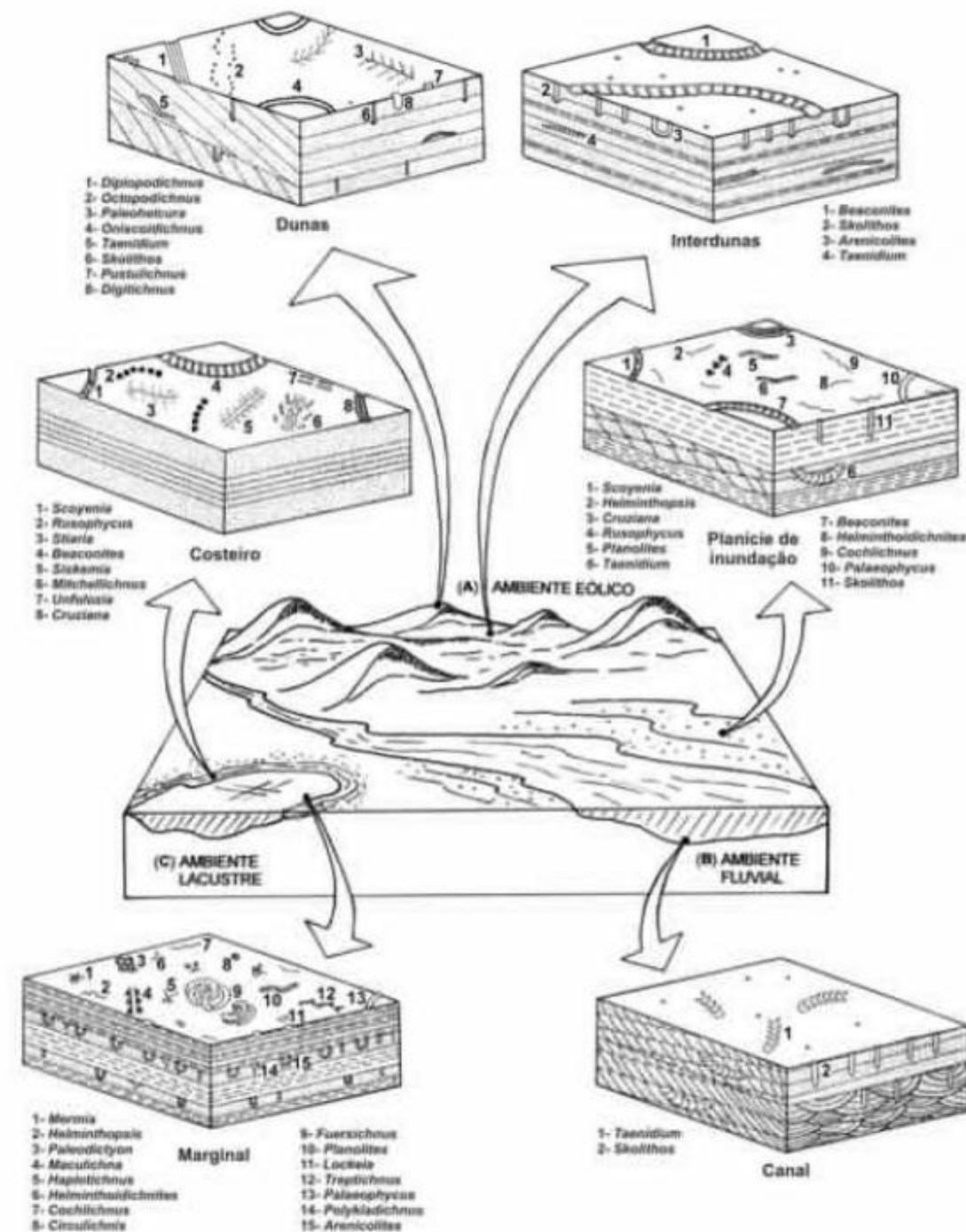



Figura 12.14 Ambientes sedimentares e icnofaunas típicas dos ambientes (A) eólico em dunas e interdunas, (B) fluvial em canal e planície de inundação e (C) lacustre costeiro e marginal (segundo Fernandes, 2007).

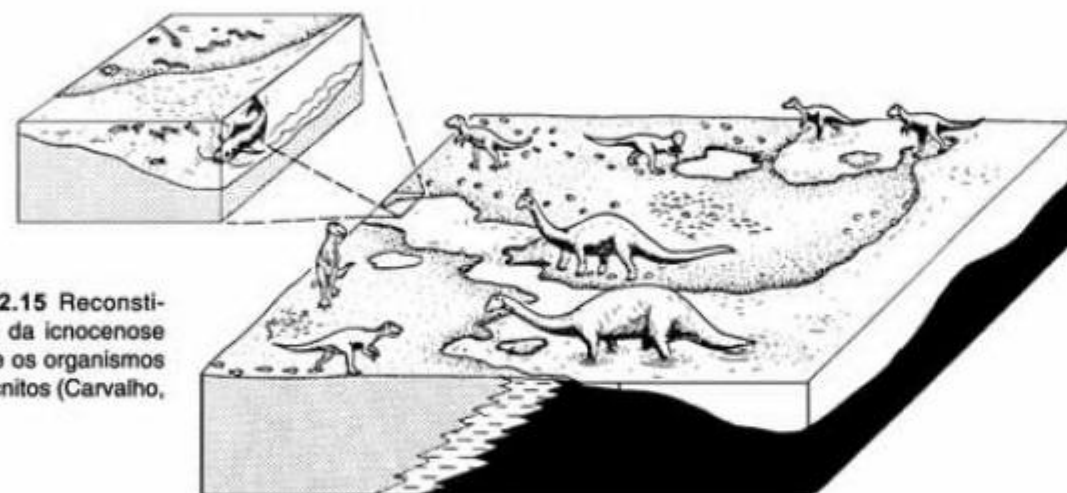



Figura 12.15 Reconstituição hipotética da icnocenose de Sousa (PB) e os organismos produtores dos icnitos (Carvalho, 1989).

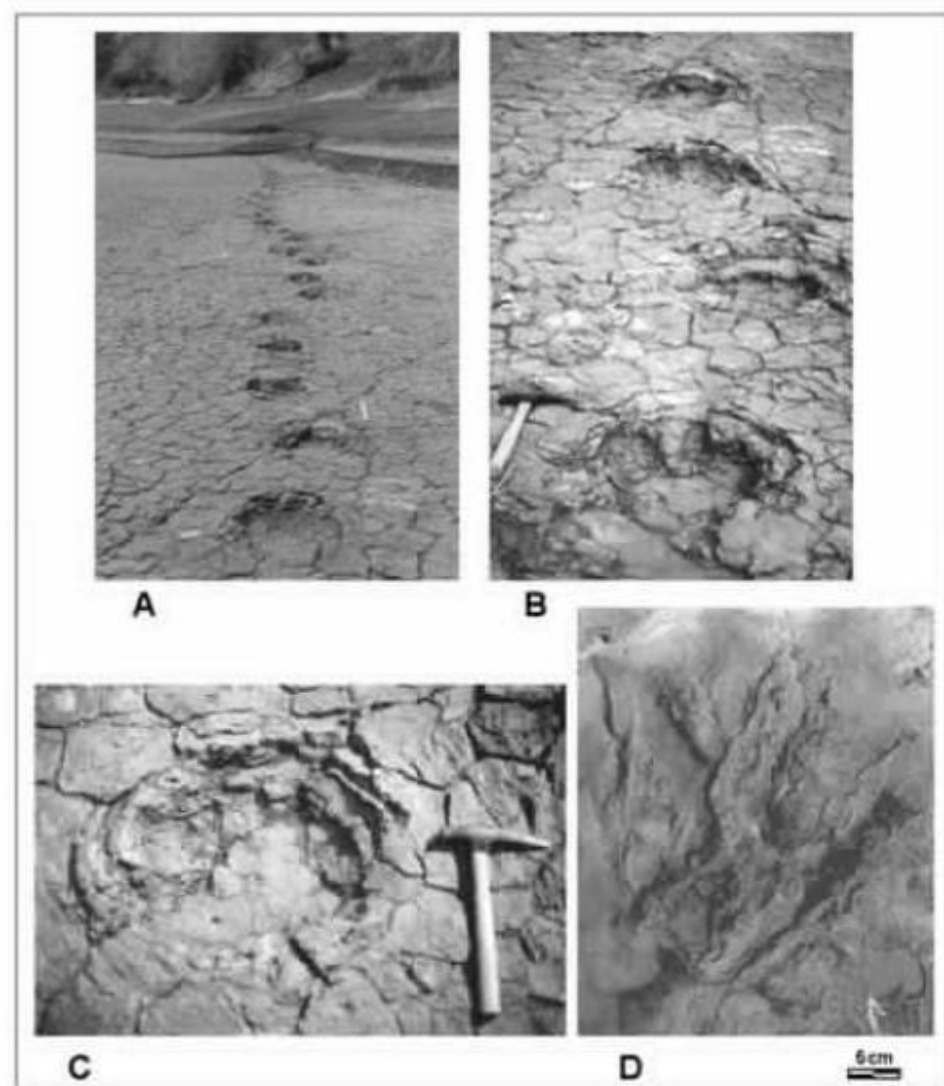



Figura 12.16 Os ambientes sedimentares que abrangem as planícies de inundação de rios meandrantes e margens de lagos rasos apresentam uma grande quantidade de pegadas fósseis, tais como as encontradas em rochas do Cretáceo de Passagem das Pedras (A,B,C) e Fazenda Caiçara-Piau (D) na Formação Sousa, Bacia de Sousa (Carvalho, 2007).

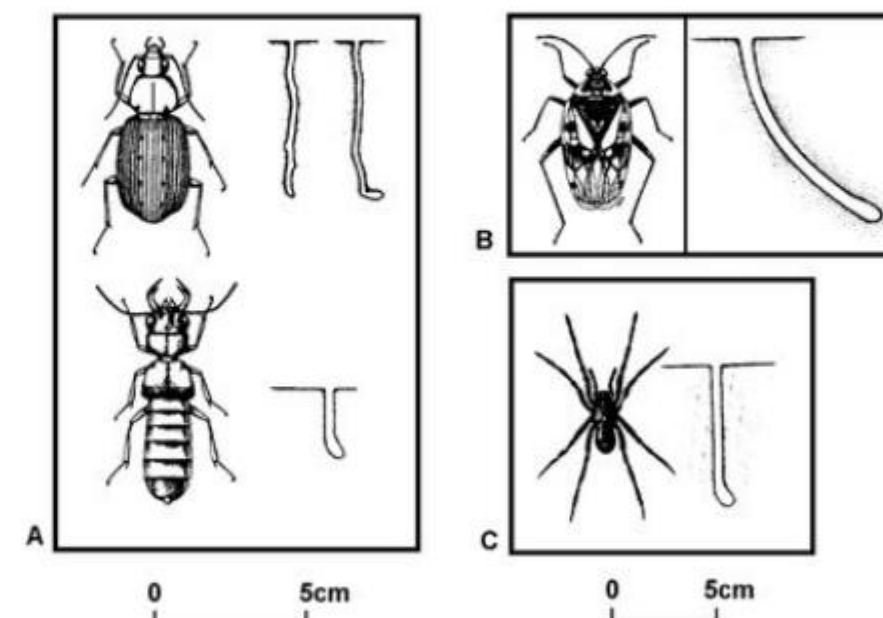



Figura 12.17 Escavações produzidas por insetos (A) coleópteros, (B) hemípteros e (C) aracnídeos são comuns em ambientes de planícies de inundação (Ratcliffe & Fagerstrom, 1980).

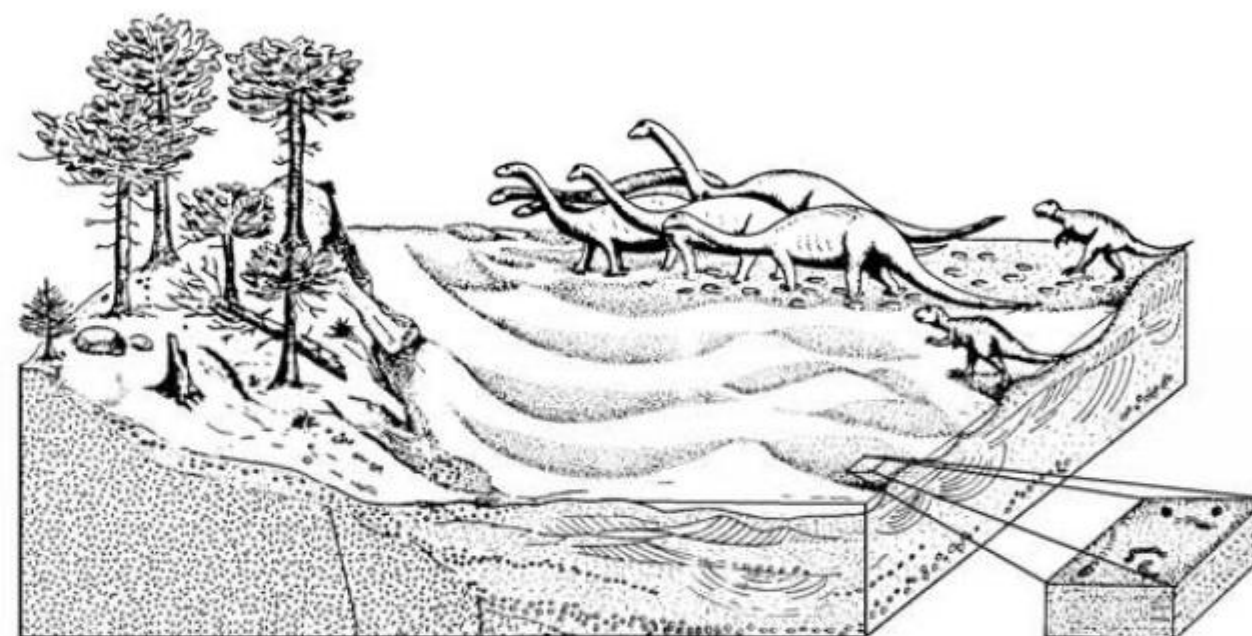



Figura 12.18 Ao se deslocarem junto às margens dos rios, dinossauros saurópodes e terópodes deixavam suas pistas, como as de Sousa, Paraíba (Carvalho, 1989).

Além da diversidade de pistas originadas por invertebrados, é comum ocorrerem estruturas biogênicas produzidas pela atividade de vertebrados como pistas de peixes, pegadas de anfíbios, répteis (Lockley, 1991; Thulborn, 1990), aves e mamíferos. Algumas ranhuras em um substrato argiloso também já foram interpretadas como resultantes do atrito das unhas de répteis em natação, informando sobre a espessura da lâmina d'água. A ocorrência de escavações de peixes dipnoicos e a abundância de pegadas de tetrápodes favorecem a interpretação de ambientes de planície de inundação e lacustres. São também comuns as estruturas de habitação, repouso e alimentação de vertebrados que, associadas às informações provenientes da análise das estruturas sedimentares primárias e dos icnofósseis produzidos por invertebrados, poderão conduzir a um refinamento na interpretação paleoambiental e a um melhor conhecimento da variedade de grupos zoológicos existentes em determinado tempo geológico (Carvalho, 1989).

Lagos permanentes

Nos ambientes lacustres há uma ampla variedade de organismos que bioturbam os sedimentos: anelídeos, platelmintes, isópodes, ostracodes, ninfas de insetos, bivalvios e gastrópodes. Os indivíduos que se alimentam de detritos são frequentes nas partes mais profundas dos lagos, enquanto as formas que se alimentam de material em suspensão são típicas de águas rasas.

Dunas eólicas e áreas interdunas

Nas regiões áridas, semiáridas e litorâneas, encontramos a maior parte da ação eólica. Nestes ambientes o sedimento mostra-se quase sempre pouco coeso, dificultando a preservação das estruturas biogênicas; portanto, os icnofósseis serão encontrados nas áreas onde haja maior umidade, ou seja, nas regiões interdunas. Aí são encontradas pistas e escavações de anelídeos, artrópodes, peixes, répteis e mamíferos, bem como evidências de raízes.

A Formação Botucatu (Bacia do Paraná, Estado de São Paulo), cujos depósitos são a evidência de um grande deserto do Jurássico–Cretáceo, possui muitas pistas de invertebrados, dinossauros carnívoros e de mamíferos primitivos, as quais ocorrem nas áreas de barlavento e sotavento das dunas fósseis. A explicação para tal fato é a alta coesão dos sedimentos arenosos devido à umidade resultante de um elevado nível do lençol freático pretérito (Leonardi & Oliveira, 1990). Também no Grupo Areado (Bacia Sanfranciscana, Cretáceo Inferior do Estado de Minas Gerais) ocorrem pegadas fósseis de dinossauros, porém num contexto de interdunas (Carvalho & Kattah, 1998).

Icnofácies *Scoyenia*

É a associação icnofossilífera encontrada em sedimentos continentais, sendo geralmente considerada como a associação de icnofósseis que abrange todas as icnoespécies existentes em ambientes não marinhos. Porém em regiões continentais a variedade de condições ecológicas e deposicionais conduzem a uma diversidade tão grande de icnofácies quanto as já definidas para as regiões marinhas (figura 12.19).

Esta icnofácies foi redefinida por Buatois & Mangano (1996) como a transição do ambiente subaéreo para o subaquático com pegadas de vertebrados, além dos icnogêneros *Scoyenia*, *Beaconites*, *Umfolozia* e *Taenidium*.

Icnofácies *Termitichnus*

Compreende os depósitos tipicamente terrestres, com os icnogêneros *Termitichnus* e *Celliforma*, entre outros.

Icnofácies *Mermia*

Esta icnofácies representa os substratos lacustrinos e subaquáticos, com os icnogêneros *Mermia*, *Helminthopsis*, *Cochlichnus*, *Planolites*, *Lockeia* e *Gordia*.

Icnofácies *Psilonichnus*

Caracteriza-se por escavações predominantemente verticais, algumas com células basais bulbosas ou estruturas de habitação de invertebrados com formas em "U", "J" ou "Y", também podendo ocorrer pistas de vertebrados e coprólitos. Ocorre em areias bem selecionadas com laminação plano-paralela a cruzada, ou em sedimentos arenosos ou arenoargilosos mal selecionados bioturbados por escavações ou raízes. Frequente em ambientes costeiros, tipicamente representados por sedimentos pós-praia, dunas, *washover fans* e superfícies supramaré. A icnofácies *Psilonichnus* representa uma mistura de condições marinhas e não marinhas.

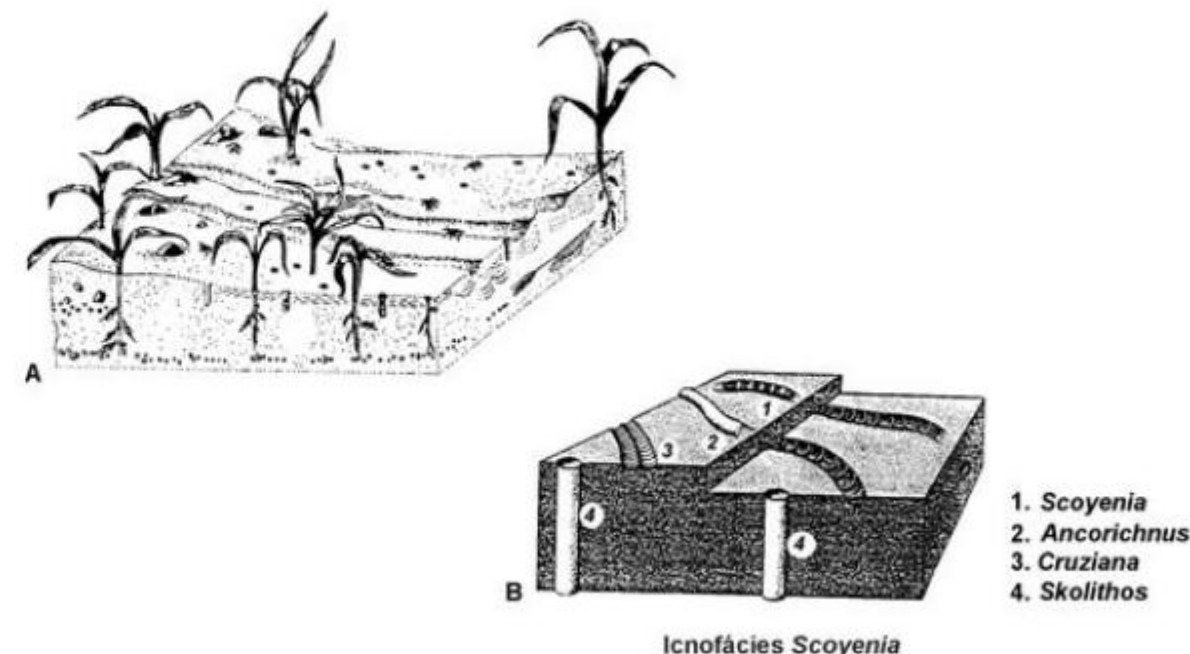



Figura 12.19 (A) Reconstituição hipotética de uma planície de inundação com escavações de insetos e crescimento de vegetais, cuja ação das raízes originam os pedotúbulos (Carvalho, 1989). (B) Representação esquemática da icnofácies *Scoyenia* e os icnitos de invertebrados mais característicos (Pemberton, 1991).

B. Icnofácies Marinhas

Ao contrário das associações icnofossilíferas continentais, as icnocenoses marinhas são bem mais conhecidas. Isto deve-se ao grande número de estudos sobre os ambientes marinhos, procurando-se associar muitos dos parâmetros controladores da abundância e distribuição dos organismos produtores de icnitos (como temperatura, suprimento de nutrientes e o aporte de sedimentos) às mudanças progressivas que ocorrem com o aumento da profundidade (Frey & Pemberton, 1985).

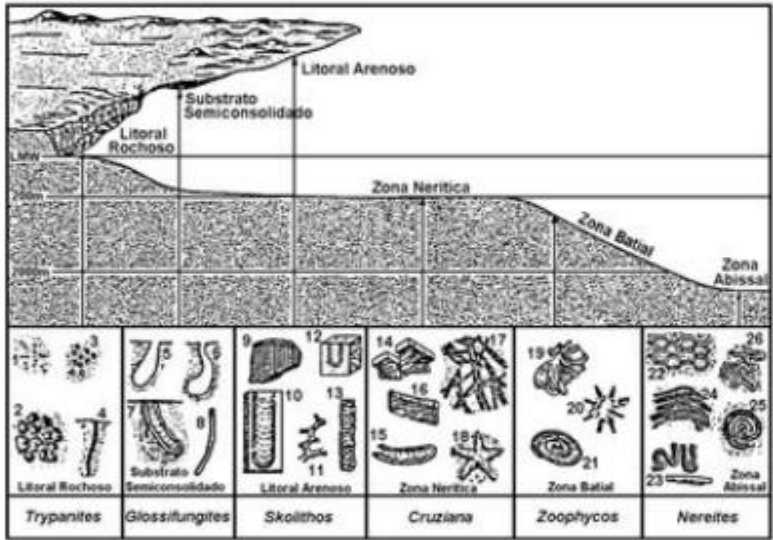
Isto resultou no estabelecimento de icnofácies bem definidas onde o tipo de substrato e as condições de energia do meio estão intimamente relacionados com a profundidade. Entretanto, o modelo batimétrico não deve ser aplicado indiscriminadamente, mas, sim, em um contexto mais amplo, utilizando-se as demais evidências paleontológicas e estratigráficas em que estão os icnofósseis.

Diversas icnofácies marinhas já foram definidas (figura 12.20):

Icnofácies *Teredolites*

Icnofácies definida para perfurações produzidas por bivalvios marinhos do gênero *Teredo* em substratos lenhosos (madeiras) que apresentam morfologia "clavada" orientada perpendicularmente em relação ao substrato, com abertura circular em seção transversal. A forma da perfuração pode ser em função da interferência ou proximidade de outras perfurações. O diâmetro em geral aumenta gradualmente até um máximo junto à terminação distal hemisférica ou cilíndrica. As superfícies dos moldes das perfurações são fortemente ornamentadas por uma série de cristas e sulcos subparalelos cuja origem pode ser resultante da microestrutura do substrato.

Icnofácies *Trypanites*

Estruturas de habitação endolíticas, com formas cilíndricas, globulares, em "U", ou irregulares, orientadas perpendicularmente à superfície do substrato. Também inclui sistemas de perfuração ramificados, estrias e ranhuras (produzidas por organismos que se alimentam de algas). São escavações produzidas principalmente por organismos suspensívoros e carnívoros. Mostra uma baixa diversidade, apesar das perfurações ou ranhuras poderem ser abundantes. É uma icnofácies típica de substratos duros em zona litoral a sublitoral: superfícies costeiras, recifes ou outros substratos orgânicos como conchas e ossos (figura 12.21). É intergradacional para a icnofácies Glossifungites.

1. Perfurações de *Polydora*
2. *Entobia*
3. Perfurações de equinóides
4. *Trypanites*

5, 6. Escavações de foladídeos

7. *Diplocraterion*
8. Escavações de crustáceos
9. *Skolithos*
10. *Diplocraterion*
11. *Thalassinoides*
12. *Arenicolites*
13. *Ophiomorpha*
14. *Phycodes*
15. *Rhizocorallium*
16. *Teichichnus*
17. *Crossopodia*
18. *Asteriacites*
19. *Zoophycos*
20. *Lorenzinia*
21. *Zoophycos*
22. *Paleodictyon*
23. *Taphrhelminthopsis*
24. *Helminthoida*
25. *Spirorhaphe*
26. *Cosmorhaphe*

Figura 12.20 Diagrama ilustrando as icnofácies marinhas e a relação dos icnogêneros com a profundidade (Frey & Pemberton, 1985).

B Icnofácies *Trypanites*

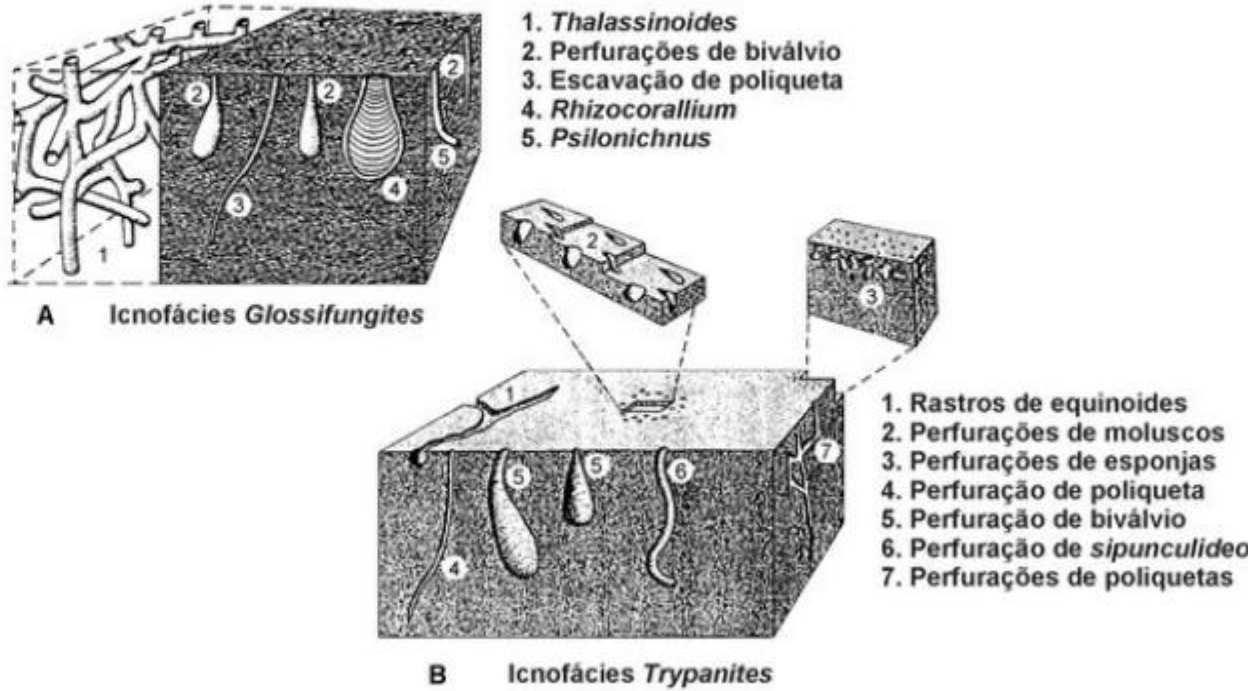



Figura 12.21 (A) Representação esquemática da icnofácies *Trypanites* e seus icnofósseis mais característicos. (B) Representação esquemática da icnofácies *Glossifungites* e seus icnofósseis mais característicos (Pemberton, 1991).

Icnofácies *Glossifungites*

Esta icnofácies caracteriza zonas litorâneas de baixa ou alta energia onde o substrato é coeso e estável. Predominam escavações pouco ramificadas, verticais ou em forma de "U". Os organismos que constroem essas escavações são formas bentônicas, sésseis ou vágeis (figura 12.21).

> Em ambientes marinhos litorâneos também podem ser encontradas associações icnofossilíferas relacionadas aos tetrápodes. Na Bacia do Paraná (Formação Corumbataí, Permiano Superior–Triássico Inferior) e na Bacia de São Luís (Formação Alcântara, Cretáceo Superior) são encontradas pegadas e pistas de répteis originadas em ambientes de extensas planícies de maré (Andreis & Carvalho, 2001; Carvalho, 2001).

Icnofácies *Skolithos*

Apesar de ocorrer frequentemente em zonas litorâneas rasas de alta energia, pode também caracterizar depósitos continentais. Esta icnofácies denota condições variáveis de sedimentação, com erosão ou sedimentação abrupta. Caracterizam-na escavações cilíndricas, verticais ou em forma de "U", com ou sem meniscos (*spreiten*). Em geral, essa icnofácies mostra baixa diversidade de escavações, ainda que algumas formas sejam abundantes (figura 12.22A).

Icnofácies *Cruziana*

Caracteriza uma região abaixo do nível de ação das ondas. As condições ambientais são tranquilas, com energia moderada a baixa. Os icnitos de reptação epi e intraestratais são comuns, além de ocorrerem escavações horizontais e inclinadas, irregularmente distribuídas no substrato. Os organismos que produzem estes icnofósseis podem ser sedimentófagos ou carnívoros. Apresenta diversidade e abundância elevadas (figura 12.22B).

Icnofácies *Zoophycos*

A icnocenose desta icnofácies está presente em zonas com baixa taxa de sedimentação, em águas calmas. Os icnofósseis podem ser formas simples ou com-

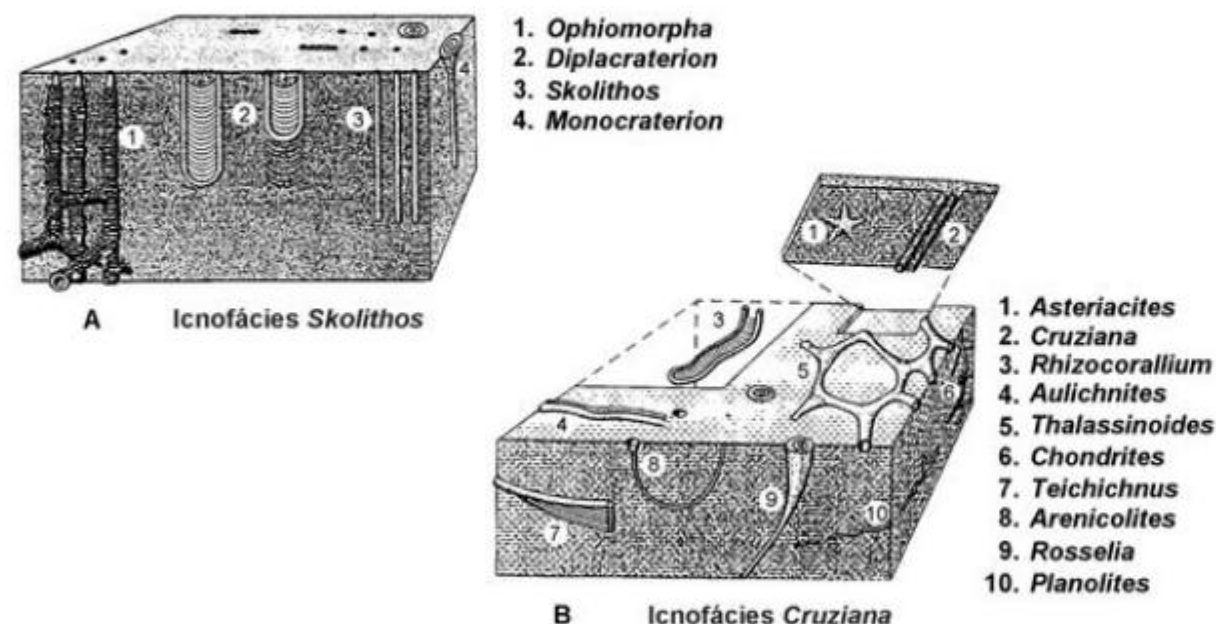



Figura 12.22 (A) Representação esquemática da icnofácies Skolithos e seus icnofósseis mais característicos. (B) Representação esquemática da icnofácies Cruziana e seus icnofósseis mais característicos (Pemberton, 1991).

plexas, distribuídas horizontalmente sobre os planos de acamamento. São produzidos essencialmente por animais sedimentófagos (figura 12.23A).

Icnofácies *Nereites*

Ocorre tipicamente em águas muito calmas, podendo indicar a região batial ou abissal. Os icnofósseis são complexas estruturas de escavação superficial do sedimento, sinuosas ou meandrantes. Os organismos que as produzem são sedimentófagos. A diversidade e abundância local são baixas, mas maiores do que na icnofácies *Zoophycos* (figura 12.23B).

Quantificação e Utilização nas Icnofácies

Recentemente tem havido uma grande preocupação com a quantificação da bioturbação dos sedimentos nas sequências estratigráficas. Este fato levou ao conceito de **icnofábrica** ou **icnotrama**, a qual representa a totalidade das estruturas de bioturbação em uma rocha sedimentar. Diferentes tipos de bioturbações podem levar a diferentes icnotramas em decorrência dos elementos horizontais e verticais das estruturas de bioturbação.

Entre os métodos propostos para a avaliação da bioturbação nos sedimentos, destacam-se os diagramas que estabelecem seis índices de icnotramas. Estes baseiam-se no grau pelo qual as estruturas sedimentares foram afetadas pelo retrabalhamento biogênico, desde a ausência de bioturbação (ii1) até o retrabalhamento total (ii6). Os índices de icnotramas (ii) são então definidos do seguinte modo:

ii1 – sem registro de bioturbação, com todas as estruturas sedimentares originais preservadas;
ii2 – com poucos icnofósseis isolados, e até 10% de perturbação da estrutura original;
ii3 – com aproximadamente de 10 a 40% de perturbação da estrutura original; os icnofósseis encontram-se geralmente separados, mas podendo ocorrer superposição entre eles;
ii4 – com aproximadamente 40 a 60% de retrabalhamento da camada, ainda podem ser observados vestígios da estrutura original; as escavações sobrepõem-se e nem sempre encontram-se bem definidas;
ii5 – a estratificação encontra-se totalmente retrabalhada, mas as escavações ainda podem ser identificadas em alguns locais;
ii6 – sem representação nos diagramas. Neste caso, o sedimento encontra-se totalmente homogêneo.

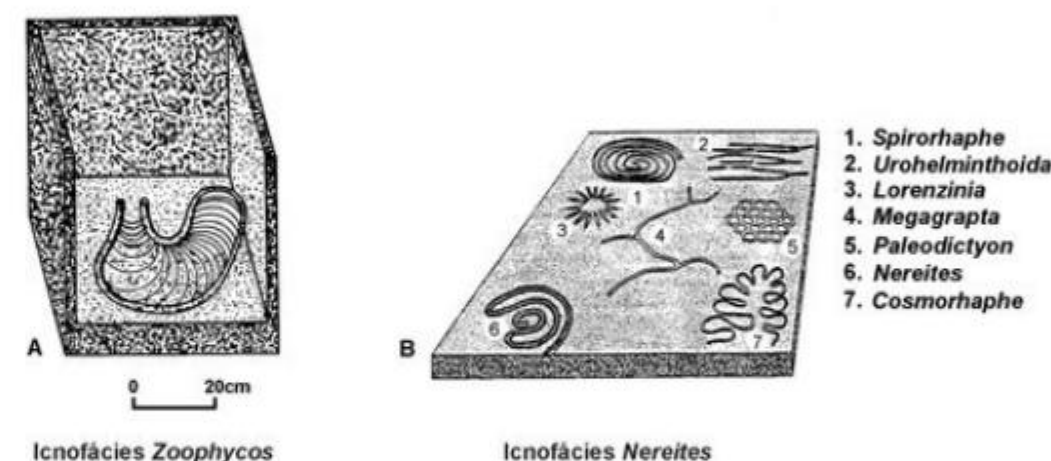



Figura 12.23 (A) *Zoophycos* é o principal icnofóssil desta icnofácies. (B) Representação esquemática da icnofácies *Nereites* e seus icnofósseis mais característicos (Pemberton, 1991).

Um exemplo de aplicação desse modelo em rochas sedimentares brasileiras foi utilizado para a Formação Alto Garças (Ordoviciano, Bacia do Paraná) na Chapada dos Guimarães (MT). A icnofácies *Skolithos* caracteriza a citada formação na região com um índice de icnotramas variando principalmente de ii4 a ii5 (Borghi *et alii*, 1997).

Aplicações

Durante muito tempo os icnofósseis foram considerados como simples evidências indiretas de antigas formas de vida ou estruturas sedimentares secundárias. Atualmente demonstram extrema importância na interpretação do comportamento de vários organismos fósseis e das condições sedimentológicas de diversos ambientes (Bromley, 1996).

Os icnofósseis devem ser estudados dentro de seu contexto geológico, não sendo possível analisá-los sem enquadrá-los convenientemente junto a outras feições biológicas, físicas e químicas contidas no mesmo substrato, para a interpretação paleoecológica.

A força de qualquer reconstrução ambiental é determinada pelo número de evidências complementares usadas na reconstrução. A maior vantagem em se utilizar os icnofósseis na paleoecologia deve-se ao seu valor complementar, ao lado de informações provindas dos fósseis, de estruturas sedimentares e das relações estratigráficas.

Os icnofósseis refletem comportamentos dos organismos que são controlados por condições energéticas, tipo de substrato, disponibilidade alimentar, profundidade da água e granulometria do sedimento. A sensibilidade de muitos organismos às condições ambientais significa que podem ser mais importantes como indicadores ambientais do que as estruturas sedimentares inorgânicas. Assim, variações nas icnofaunas podem ser utilizadas para inferir mudanças laterais e verticais de fácies, tornando-as interessantes para reconstruções paleogeográficas.

Sendo os icnofósseis amplamente distribuídos no espaço e no tempo, ocorrendo *in situ* e refletindo o comportamento animal em resposta aos fatores do ambiente, tornam-se excelentes indicadores de condições ambientais. Podem fornecer indicações sobre:

- Diversidade de uma antiga associação biótica.
- Densidade relativa da flora e da fauna; neste caso, é necessário ter-se o cuidado ao avaliar a abundância dos organismos através dos icnitos, pois uma camada altamente bioturbada pode apenas ser o resultado de uma baixa taxa de deposição.
- Diversidade trófica: a distribuição de organismos herbívoros, carnívoros, suspensívoros e sedimentívoros pode informar sobre recursos alimentares, taxas de sedimentação, turbidez da água e estabilidade do substrato.

Os icnofósseis mostram-se potencialmente importantes em diversas áreas da Geologia, tais como:

- **Paleontologia**
  - no registro fossilífero de animais de corpo mole;
  - como evidência da atividade fisiológica de organismos pretéritos;
  - na diversidade de assembleias fossilizadas;
  - na evolução dos metazoários e do seu comportamento.

- **Sedimentologia e Estratigrafia**
  - na produção de sedimentos por organismos perfuradores;
  - na alteração dos grãos por animais que ingerem sedimentos;
  - no retrabalhamento dos sedimentos, por destruição e criação de texturas e estruturas sedimentares;
  - na consolidação dos sedimentos;
  - nas interpretações paleoambientais e paleoecológicas;
  - na determinação das idades.

Numa sucessão de rochas consideradas como do Silurodevoniano na Bacia do Araripe (Formação Cariri) foram identificadas pegadas de dinossauros. Tal registro icnológico possibilitou a atribuição de uma nova idade para a formação, sendo então referida ao Cretáceo (Carvalho *et alii*, 1995).

A. Paleontologia

Os icnofósseis podem acrescentar muito ao conhecimento do registro paleontológico, pois, além de serem uma evidência da morfologia dos organismos, podem demonstrar padrões de comportamento, como modos de alimentação, locomoção, proteção (figura 12.24) além das relações evolutivas (principalmente nos metazoários durante o Pré-Cambriano Superior).

No estudo de animais de corpo mole (sem partes resistentes passíveis de fossilização) os icnofósseis provêm uma potencial documentação no registro fossilífero de muitos grupos (figuras 12.25 e 12.26). Existem exemplos de como o estudo dos icnofósseis enriqueceu o conhecimento da diversidade faunística não representada por fósseis corporais, como no caso das faunas pré-cambrianas, onde aparecem icnitos ovoides ou sinuosos de estrutura seriada e com padrões meandrantes. Outro exemplo interessante são as impressões dos "dedos" (extremidades dos apêndices locomotores) de trilobitas, que não se fossilizam, fornecendo detalhes sobre a morfologia deste grupo (Crimes, 1987; Frey, 1975).

Mas é bem provável que a maior contribuição dos icnofósseis à paleontologia seja fornecer uma evidência direta a respeito do comportamento de formas extintas.

Figura 12.24 O conhecimento da diversidade da fauna dinossauriana de Sousa (PB) somente foi possível com o estudo de sua icnocenose, demonstrando que os saurópodes deslocavam-se em manadas (Carvalho, 1989).

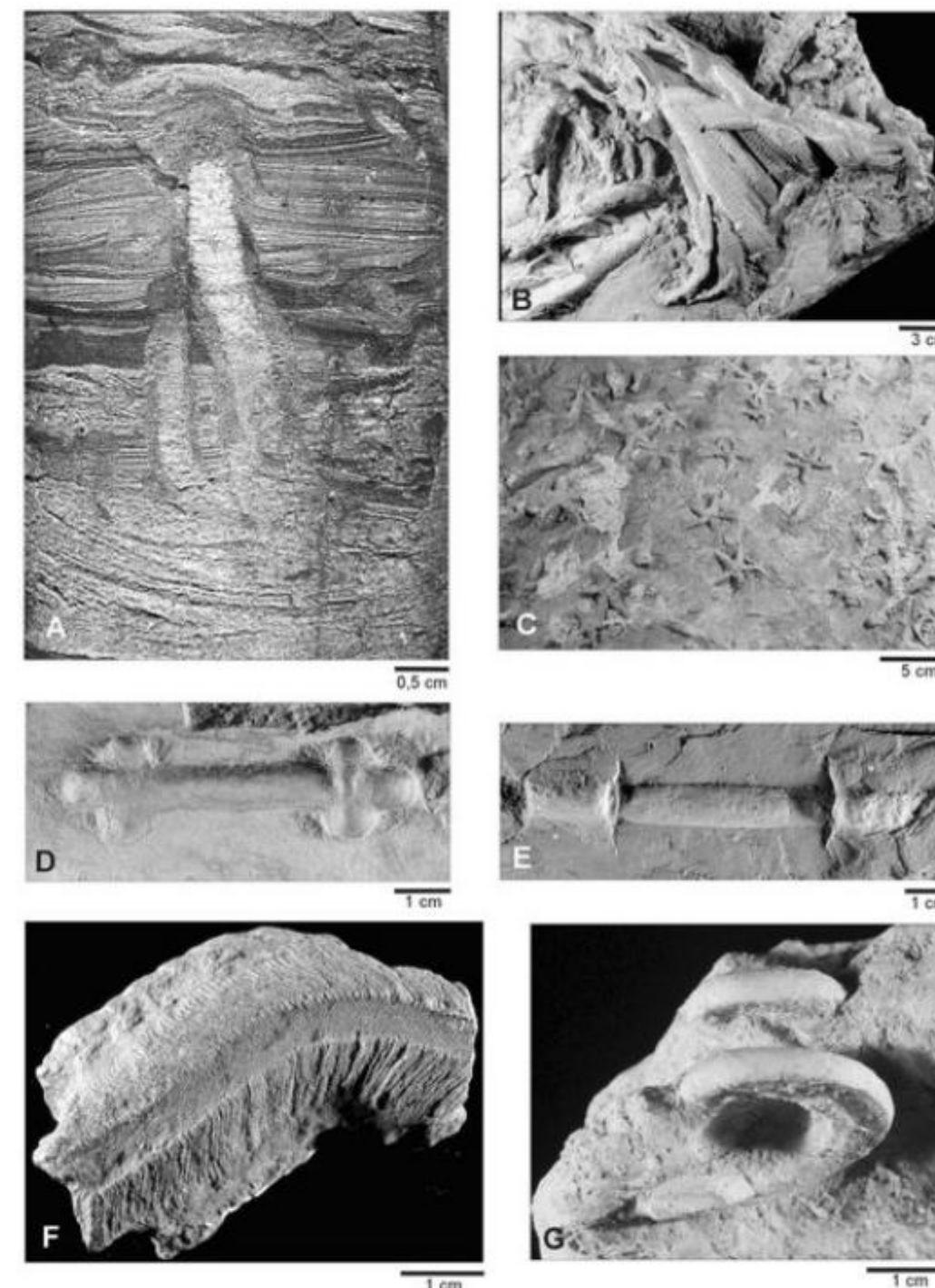



Figura 12.25 Icnofósseis: (A) *Arenicolites* isp., formações Rio Bonito/Palermo, MES-047. (B) *Arthrophycus alleghaniensis*, Grupo Trombetas, MN 7366-I. (C) *Asteriacites* isp., Formação Inajá, DG-CTG-UFPE 2692. (D) *Bifungites cruciformis*, Formação Longá, DG-CTG-UFPE 2662 (holótipo). (E) *Bifungites paranaensis*, Formação Ponta Grossa, MN 5520-I (holótipo). (F) *Cruziana* isp., Formação Pimenteira, DGM 6199-I. (G) *Gyrolithes* isp., Formação Pirabas, MN 5443-I. (DGM – Museu de Ciências da Terra/DNPM; DG-CTG-UFPE – Departamento de Geologia/UFPE; MES – Museu de Estruturas Sedimentares/UNISINOS; MN – Museu Nacional/UFRJ).

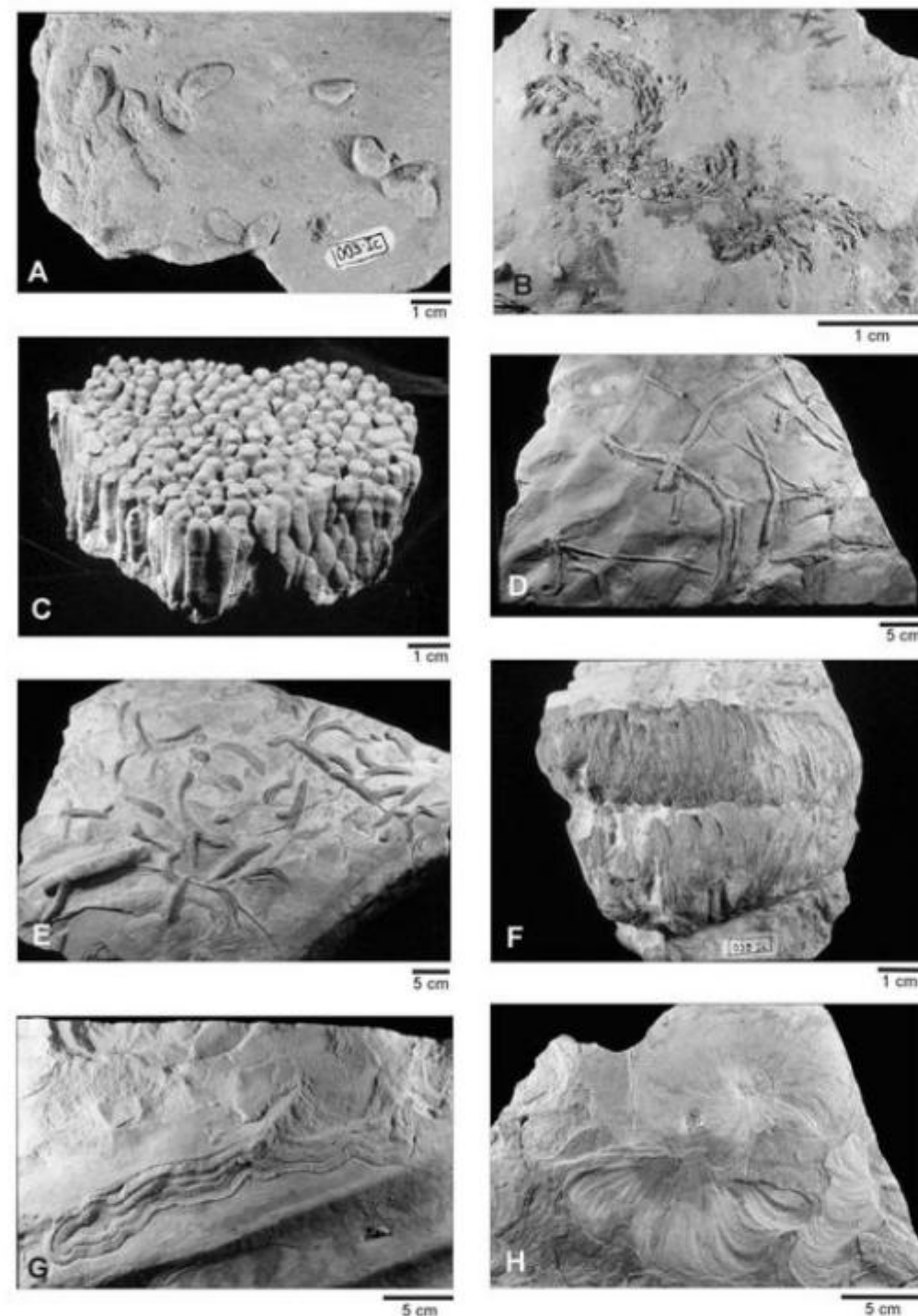



Figura 12.26 Icnofósseis. (A) *Lockeia* isp., Formação Ponta Grossa, UFRJ-DG 003-Ic. (B) *Lophoctenium* isp., Formação Inajá, DG-CTG-UFPE 2551. (C) *Neoskolithos picosensis*, Formação Pimenteira, DGM 4923-I (holótipo). (D) *Palaeophycus tubularis*, Formação Pimenteira, DG-CTG-UFPE 5667. (E) *Planolites beverleyensis*, Formação Pimenteira, DG-CTG-UFPE 5662. (F) *Rusophycus* isp., Formação Ponta Grossa, UFRJ-DG 039-Ic. (G) *Scolicia* isp., Formação Pimenteira, DG-CTG-UFPE 5661. (H) *Spirophyton* isp., Grupo Trombetas, MN 221-Pb. (DG-CTG-UFPE – Departamento de Geologia/UFPE; DGM – Museu de Ciências da Terra/DNPM; MN – Museu Nacional/UFRJ; UFRJ-DG – Departamento de Geologia/UFRJ).

B. Sedimentologia e Estratigrafia

Os processos gerais de deposição, erosão, características de correntes e consistência de substrato são dados que podem ser inferidos a partir dos icnofósseis. As informações assim obtidas mostram-se de extrema importância para a reconstrução dos ambientes deposicionais.

A bioturbação

A partir do momento em que o sedimento é depositado, na maioria dos casos está sujeito a um retrabalhamento biogênico. Dependendo do contexto geológico, o registro irá consistir principalmente em estruturas sedimentares físicas e/ou biogênicas de acordo com a energia física, taxa de sedimentação, densidade, adaptações e variedade dos organismos.

Condições deposicionais

Numa deposição contínua com baixa taxa de sedimentação há um completo retrabalhamento dos sedimentos, com a destruição da textura e de estruturas primárias. O grau de bioturbação relaciona-se bem mais com o tempo viável para a atividade biogênica por unidade acumulada de sedimento, do que com a densidade de organismos (figura 12.27).

Indicadores de corrente

Alguns icnofósseis podem ser utilizados como indicadores relativos da direção e força de correntes. Esta relação é demonstrada pela evidência direta de icnitos em forma de crescente e/ou por evidências indiretas onde pistas e traços mostram interrupção ou deflexão do animal, ou quando há o preenchimento de escavações abandonadas por grãos de tamanho maior do que o do sedimento onde a escavação se desenvolveu. A presença de escavações de organismos filtrantes indica algum tipo de movimento da água, pois é necessário suprir estes organismos com nutrientes.

As respostas reotrópicas de certos organismos bentônicos podem produzir um alinhamento de escavações ou aberturas de tubos, sifões e traços superficiais.

Consistência do substrato

No estudo das sequências sedimentares, pode-se estimar a consistência relativa dos sedimentos no tempo em que os organismos viviam, através da observação da diversidade e condições de preservação dos icnofósseis.

Como função do tamanho dos grãos, conteúdo orgânico dos sedimentos, compactação do fundo e taxa

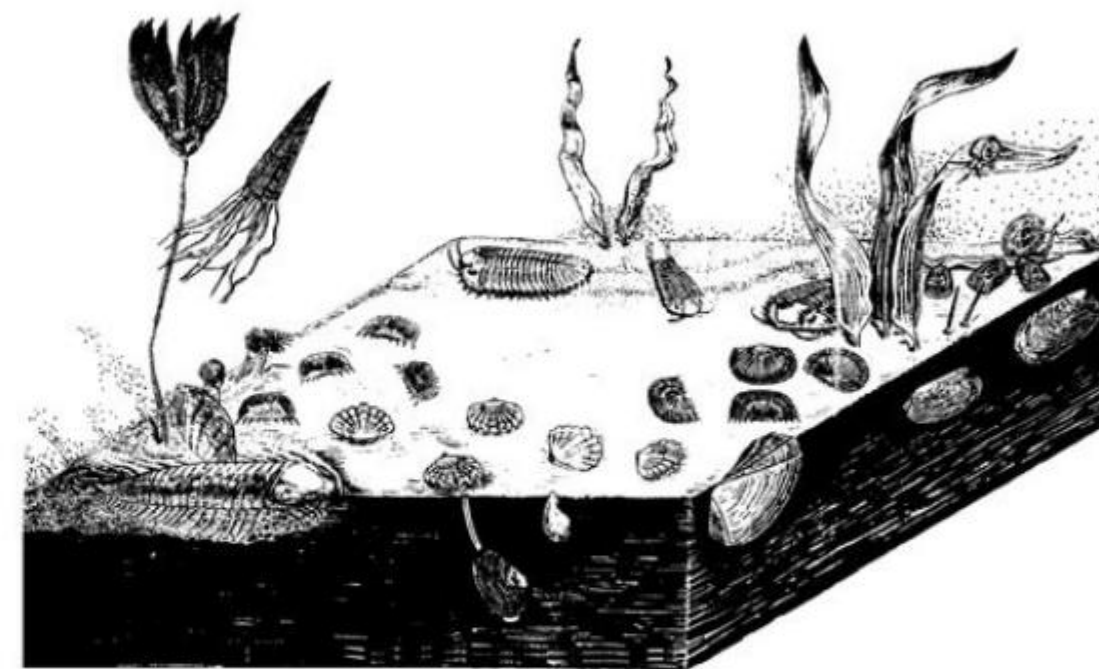



Figura 12.27 A ação bioturbadora dos organismos pode conduzir à destruição das estruturas sedimentares primárias (Melo, 1985).

de sedimentação, a distribuição dos organismos bentônicos é fortemente controlada pela natureza do substrato.

A dureza dos sedimentos do fundo (medida como coesão ou conteúdo d'água) pode variar desde o material já litificado até lama rica em matéria orgânica. Argilas não compactadas são facilmente suspensas por correntes aquosas, sendo estes fundos instáveis ocupados por infauna sedimentófaga. Pode-se inferir que as escavações foram feitas em argilas compactadas, quando ocorre a preservação de estruturas delicadas, pois é necessária certa consistência do substrato.

O estado inicial de saturação em água dos sedimentos também pode ser apreciado por estruturas de deformação associadas (figura 12.28). Organismos movendo-se através de um sedimento não compactado, com alta quantidade d'água (> 50%) produz primariamente uma estrutura de deformação grande ao redor das escavações (figura 12.29). Em contraposição, um organismo escavando num fundo firme, com baixo conteúdo d'água (< 50%), deforma plasticamente o fundo, deixando cada escavação circundada por uma pequena zona de deformação. Em sedimentos muito duros ou litificados, ocorre a perfuração, que pode se processar química ou mecanicamente.

Na foz do Rio Amazonas, onde a taxa de sedimentação é muito elevada, ocorrem sedimentos argilosos fluidos e plásticos. Naqueles com um alto conteúdo de água as atividades dos organismos não são preservadas e, nos plásticos, onde há maior coesão do sedimento, preservam-se tubos de poliquetas, escavações de biválvios, crustáceos e alevinos de peixes. O enterramento desses organismos no substrato é uma forma de proteção às fortes correntes e às variações de salinidade do meio (Carvalho & Fernandes, 1991).

Seleção do sedimento

A atividade de escavação dos organismos pode ser responsável por uma seleção dos grãos. Animais que ingerem sedimentos para retirada da matéria orgânica, ao passá-los por seu sistema digestivo, transportam e redepositam grande quantidade de material. Apesar de esses organismos não selecionarem o material que ingerem, há uma limitação em relação ao tamanho dos grãos, sendo forçados a rejeitarem as partículas muito grandes. Ocorre então uma gradação no acamamento, em geral localmente.

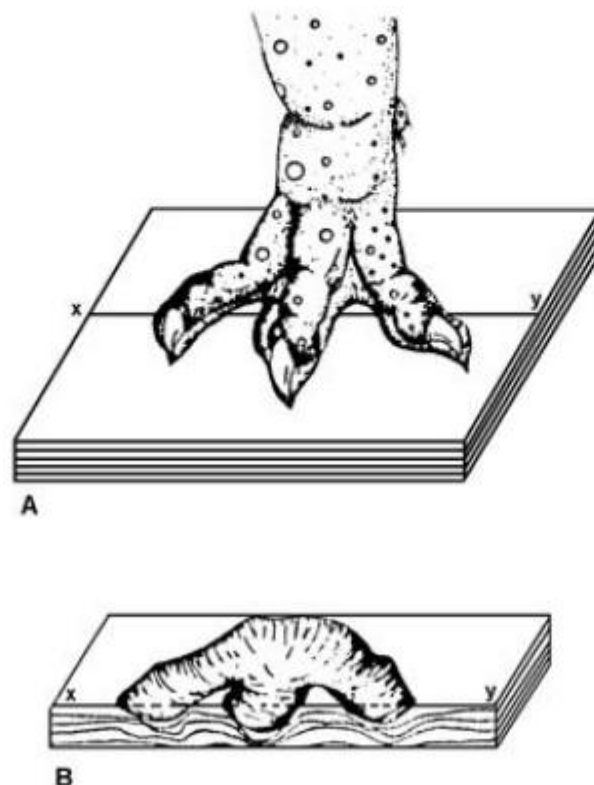



Figura 12.28 O estado de preservação das pegadas fósseis depende da consistência inicial do substrato onde o animal caminhava, deformando o sedimento. (A) Autopódio de um terópode. (B) Pegada produzida e a deformação do substrato (Carvalho, 1989).

Outra forma na qual os organismos podem ser responsáveis por concentrações de um tamanho particular de sedimento ou composição, é quando constroem suas escavações com partículas selecionadas e/ou incorporam detritos exóticos ao sedimento. O registro resultante deste hábito alimentar podem ser concentrações locais de diferentes tipos de partículas.

Salinidade e temperatura

As respostas comportamentais dos organismos escavadores são similares para os gradientes de salinidade e temperatura. Em zonas intermarés, lagoas rasas, estuários e plataformas deltaicas, ocorrem variações extremas de temperatura e salinidade. A infauna é muito comum nestes tipos de ambientes, pois a escavação constitui um refúgio para a alta variabilidade física e química da superfície sedimentar.

Figura 12.29 Substrato pouco coeso sendo bioturbado por um trilobita, gerando revolvimento de uma ampla área de sedimento ao seu redor (Melo, 1985).

Concentração de oxigênio

A concentração de oxigênio dissolvido na água tende a diminuir com o aumento de profundidade. Atualmente os invertebrados que possuem conchas encontram-se em águas costeiras bem oxigenadas, onde o nível de oxigênio excede 1 mL/L. Com o aumento da profundidade, quando o nível de oxigênio é abaixo de 1 mL/L, há uma sensível modificação no bento: diminuem os invertebrados possuidores de conchas e há o predomínio de endofauna sedimentófaga. Quando a concentração de oxigênio é inferior a 0,1 mL/L, a maioria dos metazoários desaparece. Pode-se então tomar este modelo para regiões costeiras e profundas dos mares.

Existe também uma tendência de haver uma diminuição no comprimento e largura dos icnitos vermiformes com o aumento da profundidade, o que pode ser interpretado como uma relação direta com a quantidade de oxigênio dissolvido na água.

Batimetria

Um pequeno número de associações de icnofósseis, características de determinadas profundidades, recorrem através do Fanerozoico. Estas comunidades são nomeadas por um icnofóssil característico em ordem crescente do aumento de profundidade: *Glossifungites* e *Skolithos* (zona litoral), *Cruziana* (zona litoral à zona nerítica), *Zoophycos* (zona nerítica à zona de deposição turbidítica) e *Nereites* (zona turbidítica). Assim, a ocorrência de membros característicos da comunidade pode ser utilizada para inferir o nível paleobatimétrico. As causas deste zoneamento batimétrico estariam associadas aos recursos alimentares disponíveis, à estabilidade física do substrato e à concentração de oxigênio.

Estratigrafia de sequências

Segundo Pereira *et alii* (2007), a maioria dos estudos que envolvem uma análise integrada entre a icnologia e a estratigrafia de sequências utilizase dos icnofósseis na identificação das superfícies estratigráficas que caracterizam e individualizam uma sequência deposicional ou no detalhamento faciológico, por meio da análise icnofaciológica.

Os icnofósseis também podem ser utilizados como bons elementos no reconhecimento de superfícies estratigráficas, as quais são fundamentais para o estabelecimento de limites de sequências, em especial às dos tipos 1 e 2, e de parassequências. Os limites de sequência geralmente refletem a exposição subaérea durante o trato de mar baixo, retrabalhadas posteriormente por superfícies erosivas durante a transgressão e então bioturbadas. Já nos limites de parassequências, a assinatura icnológica está condicionada à energia do meio, como é o caso de eventos de tempestade que conduzem a uma posterior ocupação oportunista das espécies que escapam do soterramento (Netto, 2001).

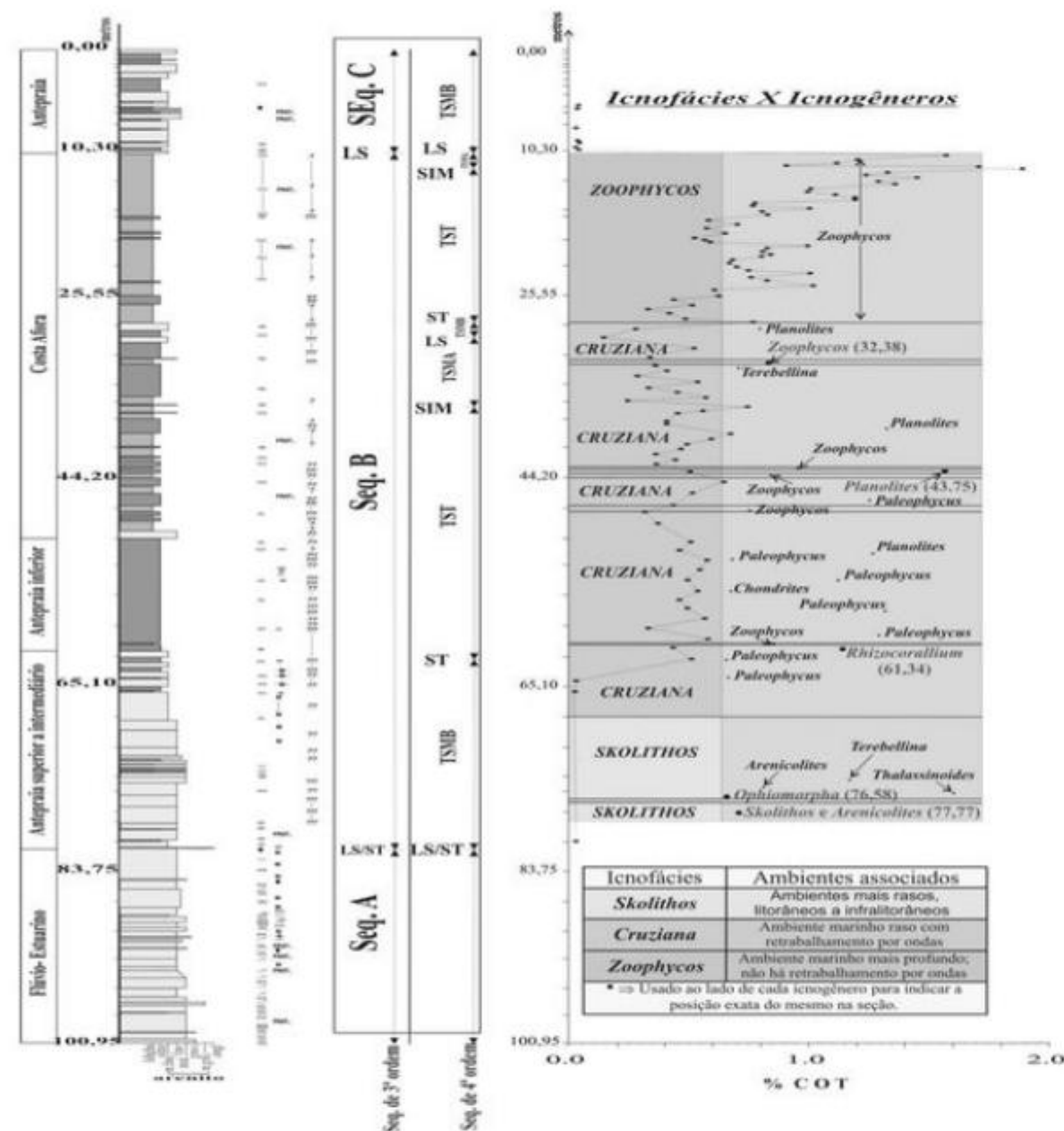



Figura 12.30 Utilização da estratigrafia de alta resolução para análise da distribuição dos icnogêneros observados na seção eodevoniana, na região de Rio Verde de Mato Grosso, Mato Grosso do Sul, Bacia do Paraná (modificado de Pereira *et alii*, 2007).

Referências

ANDREIS, R. R. & CARVALHO, I. S. 2001. A Formação Corumbataí (Permiano Superior–Triássico Inferior, Bacia do Paraná) na Pedreira Pau Preto, Município de Taguaí, São Paulo, Brasil: análise paleoambiental e das pegadas fósseis. *Revista Brasileira de Paleontologia*, *2*: 33-46.

AZEVEDO, S. A. K.; GALLO, V. & FERIGOLO, J. 2000. A possible chelonian egg from the Brazilian Late Cretaceous. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, *72*(2): 187-193.

BORGHI, L.; MOREIRA, M. C. I. & FERNANDES, A. C. S. 1997. Icnotramas da Formação Alto Garças (Ordoviciano) na análise cronoestratigráfica. *In:* SIMPÓSIO SOBRE CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ, 3, Barra do Garças, 1997. *Boletim de Resumos*. Barra do Garças, UERJ e Prefeitura de Barra do Garças, p. 3-4.

BROMLEY, R. G. 1996. *Trace Fossils. Biology, Taphonomy and applications*. Londres, Chapmam & Hall, 361 p.

BUATOIS, L. A. & MANGANO, M. G. 1996. Icnologia de ambientes continentais: problemas y perspectivas. *Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial*, *4*:5-30.

CARVALHO, I. S. 1989. Icnocenoses continentais: Bacias de Sousa, Uiraúna-Brejo das Freiras e Mangabeira. Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, 2 vols., v. 1, 167 p., v. 2, 397 p.

CARVALHO, I. S. 2000a. Geological environments of dinosaur footprints in the intracratonic basins from Northeast Brazik during South Atlantic opening (Early Cretaceous). *Cretaceous Research*, *21*: 255-267.

CARVALHO, I. S. 2000b. Huellas de saurópodes Eocretácicas de la cuenca de Sousa (Serrote do Letreiro, Estado da Paraíba, Brasil). *Ameghiniana*, *37*(3): 353-362.

CARVALHO, I. S. 2001. Pegadas de dinossauros em depósitos estuarinos (Cenomaniano) da Bacia de São Luís (MA), Brasil. *In*: ROSSETTI, D. F.; GÓES, A. M. & TRUCKENBRODT, W. (eds.). *O Cretáceo na Bacia de São Luís-Grajaú*. Museu Paraense Emílio Goeldi. Coleção Friedrich Katzer. MPEG Editoração, p. 245-264.

CARVALHO, I. S. 2007. Icnofósseis de Vertebrados. *In*: CARVALHO, I. S. & FERNANDES, A. C. S. (eds.). *Icnologia*. Sociedade Brasileira de Geologia. Série Textos nº 3, 1ª ed., p. 58-73.

CARVALHO, I. S. & FERNANDES, A.C.S. 1991. Aspectos neoicnológicos dos sedimentos da plataforma do Amazonas. *Anuário do Instituto de Geociências*, UFRJ, *14:* 11-36.

CARVALHO, I. S. & KATTAH, S. S. 1998. As pegadas fósseis do paleodeserto da Bacia Sanfranciscana (Jurássico Superior–Cretáceo Inferior, Minas Gerais). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, *70*(1): 53-67.

CARVALHO, I. S. & FERNANDES, A. C. S. 2007. (eds.). *Icnologia*. Sociedade Brasileira de Geologia. Série Textos nº 3, 1ª ed., 178 p.

CARVALHO, I. S.; FERNANDES, A. C. S.; ANDREIS, R. R.; PACIULLO, F. V. P.; RIBEIRO, A. & TROW, R. A. J. 2005. The ichnofossils of the Triassic Hope Bay Formation, Trinity Peninsula Group, Antartic Peninsula. *Ichnos*, *12*: 191-200.

CARVALHO, I. S.; VIANA, M. S. S. & LIMA FILHO, M. F. 1995. Os icnofósseis de dinossauros da Bacia do Araripe (Cretáceo Inferior, Ceará – Brasil). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, *67*(4): 433-442.

CASTRO, A. C. J.; FERNANDES, A. C. S. & CARVALHO, I. S. 1988. Coprólitos de aves da Bacia de Taubaté, SP. *In:* CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Belém, 1988. *Anais*. Belém, SBG, v. 6, p. 2.358-2.370.

CRIMES, T. P. 1987. Trace fossils and correlation of late Precambrian and early Cambrian strata. *Geological Magazine*, *124*(2): 97-189.

CUNHA, F. L. S.; MOREIRA, M.; PIRES, T. C. S. A. & HORA, M. M. P. S. 1982. Importância dos equinoides no estudo da variação do nível do mar no Holoceno. *Boletim do Museu de Biologia Mello Leitão*, sér. zool., nº 101, 12 p.

CURRIE, P. J. 1981. Bird footprints from the Gothing Formation (Aptian, Lower Cretaceous) of northeastern British Columbia, Canada. *Journal of Vertebrate Paleontology*, *1*(3-4): 257-264.

FERNANDES, A. C. S. 1993. Bibliografia indexada sobre estudos e registros de estruturas biogênicas no Brasil. *Acta Geológica Leopoldensia*, *16*(37): 49-106.

FERNANDES, A. C. S.; BORGHI, L.; CARVALHO, I. S. & ABREU, C. J. 2002. *Guia dos Icnofósseis de Invertebrados do Brasil*. Editora Interciência, 260 p.

FERNANDES, A. C. S. & CARVALHO, I. S. 2001. O icnogênero *Gastrochaenolites* Leymerie, 1842 na Formação Pirabas, Oligomioceno do Estado do Pará. *Boletim do Museu Nacional*. N. S., *60*, 9 p.

FERNANDES, A. C. S. & CARVALHO, I. S. 2002. Uma provável escavação de Dipnoico na Formação Ponta Grossa, Devoniano da Bacia do Paraná. *Arquivos do Museu Nacional*, Rio de Janeiro, *60*(3): 207-211.

FERNANDES, A. C. S. & CARVALHO, I. S. 2006. Invertebrate ichnofossils from the Adamantina Formation (Bauru Basin, Late Cretaceous), Brazil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, *9*(2): 15-24.

FERNANDES, A. C. S.; CARVALHO, I. S. & AGOSTINHO, S. 2007. Icnofósseis: Conceitos Gerais. *In*: CARVALHO, I. S. & FERNANDES, A. C. S. (eds.). *Icnologia*. Sociedade Brasileira de Geologia. Série Textos nº 3, 1ª ed., p. 8-23.

FERNANDES, A. C. S.; CARVALHO, I. S. & NETTO, R. G. 1987. Comentários sobre os traços fósseis de Itu, São Paulo. *In*: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 6, Rio Claro, 1987. *Atas*. Rio Claro, SBG, v. 1, p. 297-311.

FERNANDES, A. C. S.; POLIVANOV, H. & CARVALHO, I. S. 1987. Novos procedimentos para caracterização de icnofósseis na Bacia de Taubaté, SP. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 10, Rio de Janeiro, 1987. *Anais*. Rio de Janeiro, SBP, v. 1, p. 291-306.

FERNANDES, M. A. 2007. Icnofácies continentais. *In*: CARVALHO, I. S. & FERNANDES, A. C. S. (eds.). *Icnologia*. Sociedade Brasileira de Geologia. Série Textos nº 3, 1ª ed., p. 48-57.

FERREIRA, L. F.; ARAÚJO, A. & CONFALONIERI, U. 1988. *Paleoparasitologia no Brasil*. Rio de Janeiro, Escola Nacional de Saúde Pública, 160 p.

FREY, R. W. (ed.). 1975. *The Study of Trace Fossils*. Berlin, Springer-Verlag, 562 p.

FREY, R. W. & PEMBERTON, S. G. 1985. Biogenic structures in outcrops and cores. I. Approachs to ichnology. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, *33*(1): 72-115.

HÄNTZSCHELL, W. 1975. Trace Fossils and Problematica. *In*: MOORE, R. C. & TEICHERT, C. (eds.). *Treatise on Invertebrate Paleontology*. Lawrence, The University of Kansas Press and the Geological Society of America, Inc., Part W, Miscellanea, Supplement 1, 269 p.

HÄNTZSCHELL, W.; EL-BAZ, F. & AMSTUTZ, G. C. 1968. Coprolites, An Annotated Bibliography. *The Geological Society of America, Memoir 108*, 132 p.

LEONARDI, G. 1980. Dez novas pistas de dinossauros (Theropoda Marsh, 1881) na Bacia do Rio do Peixe, Paraíba, Brasil. *In*: CONGRESO ARGENTINO DE PALEONTOLOGIA Y BIOESTRATIGRAFIA, 2, y CONGRESO LATINO-AMERICANO DE PALEONTOLOGIA, 1, Buenos Aires, 1978. *Actas*. Buenos Aires, Asociación Paleontologica Argentina, v. 1, p. 243-248.

LEONARDI, G. 1983. *Notopus petri* nov. gen., nov. sp.: une empreinte d'amphibien du Dévonien au Paraná (Brésil). *Geobios*, *16*(2): 233-239.

LEONARDI, G. (ed.). 1987. *Glossary and Manual of Tetrapod Footprint Paleoichnology*. Brasília, Ministério das Minas e Energia, Departamento Nacional da Produção Mineral, 117 p.

LEONARDI, G. & OLIVEIRA, F. H. 1990. A revision of the Triassic and Jurassic tetrapod footprints of Argentina and a new approach on the age and meaning of the Botucatu Formation footprints (Brazil). *Revista Brasileira de Geociências*, *20*(1-4): 216-229.

LEONARDI, G. & OPORTO, N. R. 1983. Biogenic erosion structures (modern parrots' nests) on marine and fluvial cliffs in southern Argentina. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, *55*(3): 293-295.

LOCKLEY, M. 1991. *Tracking dinosaurs*. Cambridge, Cambridge University Press, 238 p.

MAGALHÃES RIBEIRO, C. M. 2001. Cascas de ovos de dinossauros da Formação Marília (Bacia Bauru, Cretáceo Superior), região de Ponte Alta, Triângulo Mineiro, Minas Gerais. *Revista Brasileira de Paleontologia*, *2*: 112.

MAGALHÃES RIBEIRO, C. M. 2002. Aspectos composicionais e diagenéticos de ovos e cascas fossilizadas de dinossauros (Formação Marília, Bacia Bauru, Cretáceo Superior). *In*: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, 6, SIMPÓSIO SOBRE EL CRETÁCICO DE AMÉRICA DEL SUR, 2, São Pedro, 2002. *Boletim*, São Pedro, p. 415-419.

MELO, J. H. G. 1985. *A Província Malvinocáfrica no Devoniano do Brasil. Estado atual dos conhecimentos*. Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Programa de Pós-Graduação em Geologia, Dissertação de Mestrado, 890 p.

MILLER III, W. 2007. *Trace Fossils – Concepts, Problems, Prospects*. Elsevier, 611 p.

NETTO, R. G. 2001. Icnologia e Estratigrafia de Sequências. *In*: RIBEIRO, H. J. P. (org.). *Estratigrafia de Sequências: Fundamentos e aplicações*. Editora Unisinos, p. 219-259

OSGOOD, R. G. 1970. Trace fossils of the Cincinnati area. *Palaeontographica Americana*, *6*: 277-444.

PEMBERTON, S. G. 1991. *Ichnology: the study of animal-sediment interaction*. Short course, CENPES/DIGEP/SEGEX, Petrobras, Rio de Janeiro, 166 p.

PEREIRA, E.; AGUIAR, A. P. O.; FREITAS-BRAZIL, F. A. & BLAZUTTI, D. 2007. Estratigrafia de Alta Resolução e o Registro Icnofaciológico. *In*: CARVALHO, I. S. & FERNANDES, A. C. S. (eds.). *Icnologia*. Sociedade Brasileira de Geologia. Série Textos nº 3, 1ª ed., p. 32-39.

PRICE, L. I. 1951. *Um ovo de dinossáurio na Formação Bauru, do Cretácico do Estado de Minas Gerais*. Rio de Janeiro, Departamento Nacional da Produção Mineral, Divisão de Geologia e Mineralogia, Notas Preliminares e Estudos, nº 53, 5 p.

RATCLIFFE, B. C. & FAGERSTROM, J. A. 1980. Invertebrate lebensspuren of Holocene floodplains: their morphology, origin and paleoecological significance. *Journal of Paleontology*, *54*(3): 614-630.

REGALI, M. S. P. & SARJEANT, W. A. S. 1986. Possible insect eggs in palynological preparations from the Aptian (Middle Cretaceous) of Brazil. *Micropaleontology*, *32*(2): 163-169.

RIBEIRO, C. M. M. 2007. Ovos fossilizados de vertebrados. *In*: CARVALHO, I. S. & FERNANDES, A. C. S. (eds.). *Icnologia*. Sociedade Brasileira de Geologia. Série Textos nº 3, 1ª ed., p. 74-83.

RODRIGUES, V. M.; RAPOSO-FILHO, J. R.; SANTOS, S. B. & FERNANDES, A. C. S. 1987. Ocorrência de ninho fossilizado de vespas (Insecta: Hymenoptera: Vespidae: Polibiini) em Minas Gerais. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 10, Rio de Janeiro, 1987. *Resumos*. Rio de Janeiro, SBP, p. 24-25.

SAWYER, G. T. 1981. A study of crocodilian coprolites from Wannagan Creek Quarry (Paleocene – North Dakota). Ichnofossils II. *Scientific Publications of the Science Museum of Minesota*, New Series, *5*(2): 3-29.

SEILACHER, A. 2007. *Trace Fossil Analysis*. Springer-Verlag, 226 p.

SENRA, M. C. E. 2007. Bioerosão em moluscos. *In*: CARVALHO, I. S. & FERNANDES, A. C. S. (eds.). *Icnologia*. Sociedade Brasileira de Geologia. Série Textos nº 3, 1ª ed., p. 126-133.

SILVA, R. C.; CARVALHO, I.S.; FERNANDES, A.C.S. & FERIGOLO, J. 2008. Pegadas teromorfoides do Triássico Superior (Formação Santa Maria) do Sul do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, *38*(1): 1-16.

SOUTO, P. R. F. 2007. Coprólitos. *In*: CARVALHO, I. S. & FERNANDES, A. C. S. (eds.). *Icnologia*. Sociedade Brasileira de Geologia. Série Textos nº 3, 1ª ed., p. 84-87.

SOUTO, P. R. F. 2002. Significado paleobiológico dos ostracodes associados aos coprólitos da Formação Santana (Eocretáceo) da Bacia do Araripe, NE do Brasil. *In*: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, 6, SIMPÓSIO SOBRE EL CRETÁCICO DE AMÉRICA DEL SUR, 2, *Boletim*, São Pedro, SP, p. 107-111.

SOUTO, P. R. F.; MEDEIROS, M. A. & CARVALHO, I. S. 2001. Coprólitos da Laje do Coringa, Ilha do Cajual/Maranhão, Formação Itapecuru (Bacia de São Luís, Cretáceo Superior. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 17, Rio Branco, Acre, *Boletim de Resumos*. Rio Branco, p. 20.

THULBORN, T. 1990. *Dinosaur Tracks*. London, Chapman and Hall, 410 p.

13

Estromatólitos

Narendra Kumar Srivastava

Os estromatólitos são estruturas biossedimentares formadas através de atividades microbianas (archaeas, cianobactérias, algas, fungos) nos ambientes aquáticos. Eles são considerados como as mais antigas evidências macroscópicas da vida na Terra, e são encontrados em todos os continentes, principalmente em rochas pré-cambrianas. Aliás, o Pré-Cambriano (> 3,6 Ga a 542 Ma) é considerado a "Era dos Estromatólitos" ou "idade das Cianobactérias"(Hoek *et alii*, 1998) como foi o Mesozoico (245 a 65 Ma) a "Era dos Dinossauros". Vale a pena salientar que esses "fósseis" tão antigos ainda podem ser vistos em crescimento e ao olho nu na Austrália, no Estado do Rio de Janeiro, no Golfo do México e na Flórida. Na maioria das vezes, esses "fósseis" são de ambiente marinho, mas podem ser encontrados também em outros ambientes aquáticos.

A definição exata de estromatólito ainda é um assunto controvertido, pois eles não são animais ou vegetais, tais como a estrela-do-mar, as algas, os foraminíferos e as plantas, mas são produtos de atividades biológicas de micro-organismos, podendo ser comparados com as estruturas tipo formigueiros, cupinzeiros, casas de maribondo ou semelhantes. Portanto, os estromatólitos são mais próximos aos icnofósseis do que aos fósseis verdadeiros. Diante deste fato, atualmente existem duas tendências distintas para definir os estromatólitos, embora as diferenças entre elas sejam mínimas. Segundo Walter (1976) e Awramik (1979), os estromatólitos são estruturas biossedimentares produzidas pelo trapeamento ou pela captação e precipitação de sedimentos. Resultam do crescimento e atividades metabólicas de micro-organismos, principalmente de cianófitas. Por outro lado, Semikhatov *et alii* (1979) consideram que os estromatólitos são estruturas litificadas, crescentes, laminadas e fixas, mas afastando-se de um ponto ou de uma superfície inicial, embora caracteristicamente de origem microbiana e de composição carbonática. Assim, algumas estruturas biossedimentares consideradas como sendo estromatólitos, tais como oncólitos e trombólitos são excluídas do grupo de estromatólitos, pois essas estruturas não contêm todas as características supracitadas. Por exemplo, os oncólitos, embora de origem microbiana e contendo laminação interna, não crescem fixados no fundo do ambiente aquático mas flutuando ou arrastando-se no substrato. Por outro lado, os trombólitos têm todas as características, exceto a laminação interna, bem definida.

Burne & Moore (1987) sugerem o termo Microbiolito para indicar todos os depósitos carbonáticos produzidos por associações microbianas bentônicas.

De qualquer maneira, os principais atributos enumerados a seguir são considerados fundamentais para a definição dos estromatólitos:

1. Presença de biohermas ou bioestromas contendo estruturas compostas de natureza laminada, tipo nódulos, colunares-laminados, colunares ou uma combinação dessas formas.
2. Presença de espécimens individuais, tanto colunares como "domais" (tipo couve-flor ou repolho) ou outras estruturas indistintas.
3. A presença das laminações internas individuais.
4. A microestrutura, tanto no nível de laminação como na sublaminação, tais como a relação entre os cristais ou grãos de minerais, espessura da lâmina, amplitude de lâminas e a distribuição de micro-organismos.
5. A presença de micro-organismos nas lâminas.

As características (1) e (4) em várias combinações formam a base da moderna sistemática e da classificação de estromatólitos.

Os estromatólitos só ocorrem se houver condições favoráveis ao seu desenvolvimento, das quais podem ser citadas:

- presença de um substrato sobre o qual os estromatólitos possam se desenvolver;
- sistema aberto contendo água;
- presença de componentes químicos que satisfaçam o metabolismo de uma microbiota;
- fonte de energia (luz, temperatura) para possibilitar a atividade metabólica;
- população de microbianos bentônicos ou outros organismos;
- matéria mineral de pequeno tamanho, que possa ser aprisionada e/ou precipitada;
- episódios rítmicos, resultando no desenvolvimento de estrutura laminada (descontinuidade no processo de acreção); este ritmo pode ser astronômico, geológico, biológico ou climático;
- processos de litificação e diagênese, para que os estromatólitos recém-formados fiquem preservados.

De acordo com pesquisas, a formação de estromatólitos ocorre de duas maneiras principais. No primeiro caso, cada célula microbiana produz e forma um filme mucoso gelatinoso que aprisiona os sedimentos. Estes são posteriormente interligados com o material mucoso, havendo o crescimento dos microbianos sobre os sedimentos, em direção ao Sol. Em seguida, o carbonato de cálcio se precipita da água e cimenta os grãos sobre a estrutura. Seriam característicos de ambientes marinhos. A segunda maneira de formação de estromatólitos acontece através da precipitação de carbonato de cálcio com pouco aprisionamento de sedimento em sua estrutura, e teriam origem em ambientes não marinhos (MacNamara & Awramik, 1992). Os estudos de Reid *et alii* (2003), Gerdes (2007) e Planavsky & Ginsburg (2009) sobre os biofilmes e os processos microbianos para a formação de esteiras microbianas e estromatólitos marinhos atuais nas Bahamas, considerados os "perfeitos" análogos de estromatólitos pré-cambrianos, demonstraram que três tipos de esteiras microbianas, com suas respectivas comunidades cianobacterianas participam na formação de estruturas estromatolíticas. Assim, o conjunto de interação entre micróbios, minerais/sedimentos e ambientes deposicionais resulta na formação de estromatólitos modernos. Entretanto, o mecanismo exato e a taxa destes processos continuam incógnitos. Estas estruturas ocorrem predominantemente em ambientes deposicionais de carbonatos, sendo que o maior número de ocorrências é em dolomitos e calcários. São menos comumente edificados em sedimentos clásticos terrígenos, rochas silicosas, fosfatos, gipsita e em lugares associados com depósitos de ferro e manganês. A maior parte dos estromatólitos carbonáticos são formados em águas marginais rasas de bacias marinhas e lagos salinos, além de mananciais termais. Ocorrem também em águas profundas, sendo, no entanto, volumetricamente sem grande importância.

A referência mais antiga sobre estromatólitos data de 1825, quando J. H. Steel descreveu estruturas laminadas nos sedimentos do Cambriano Superior, em Nova York (EUA). Estas estruturas foram reconhecidas como fósseis por Hall (1883) nomeando-as *Cryptozoon proliferum*. O termo **Estromatólito** só foi introduzido na literatura por Kalkowsky (1908) para descrever as estruturas finamente laminadas encontradas nos carbonatos mesozoicos da Alemanha. Em 1914, C. D. Walcott sugeriu a moderna origem "algálica" de estromatólitos. Na década de 30 do século XX, Black (1933) estudou as esteiras algálicas (*algalmat)* recentes nas Bahamas. Maslov (1953) começou as investigações sobre relações filogenéticas e evolutivas de estromatólitos. A partir deste período foi comprovada a origem algálica dos estromatólitos, e eles passaram a ser considerados "estruturas" e não mais "fósseis" no sentido restrito. No início da década de 1960, a soviética Korolyuk (1963) estudando os estromatólitos da Plataforma Siberiana de idade pré-cambriana elaborou uma base moderna de metodologia e classificação dos estromatólitos de diversas partes do mundo, contribuindo assim para sua utilização nos problemas bioestratigráficos do Pré-Cambriano.

Atualmente os esforços estão sendo direcionados para compreender melhor o controle de micro-organismos, do ambiente e de processos geoquímicos sobre a morfologia e as estruturas internas de estromatólitos.

Características Principais de Estromatólitos

Os estromatólitos ocorrem em forma de colunas, nódulos ou planares (estratiformes). Todos esses tipos contêm atributos específicos que podem ser estudados e registrados. Eles ocorrem em escalas maiores (colunas, domos, nódulos), ou menores (lâminas formadas pelos cristais de minerais, texturas, etc.).

A. Feições Morfológicas

Forma de coluna individual. Três tipos principais de colunas podem ser observadas (figuras 13.1 e 13.2):

- Cilíndricas (subcilíndricas): a base do cilindro é arredondada, elipsoidal ou irregular.
- Forma de xícara: estreita na base e o diâmetro aumentando gradativamente para o topo; existem inúmeras variações.

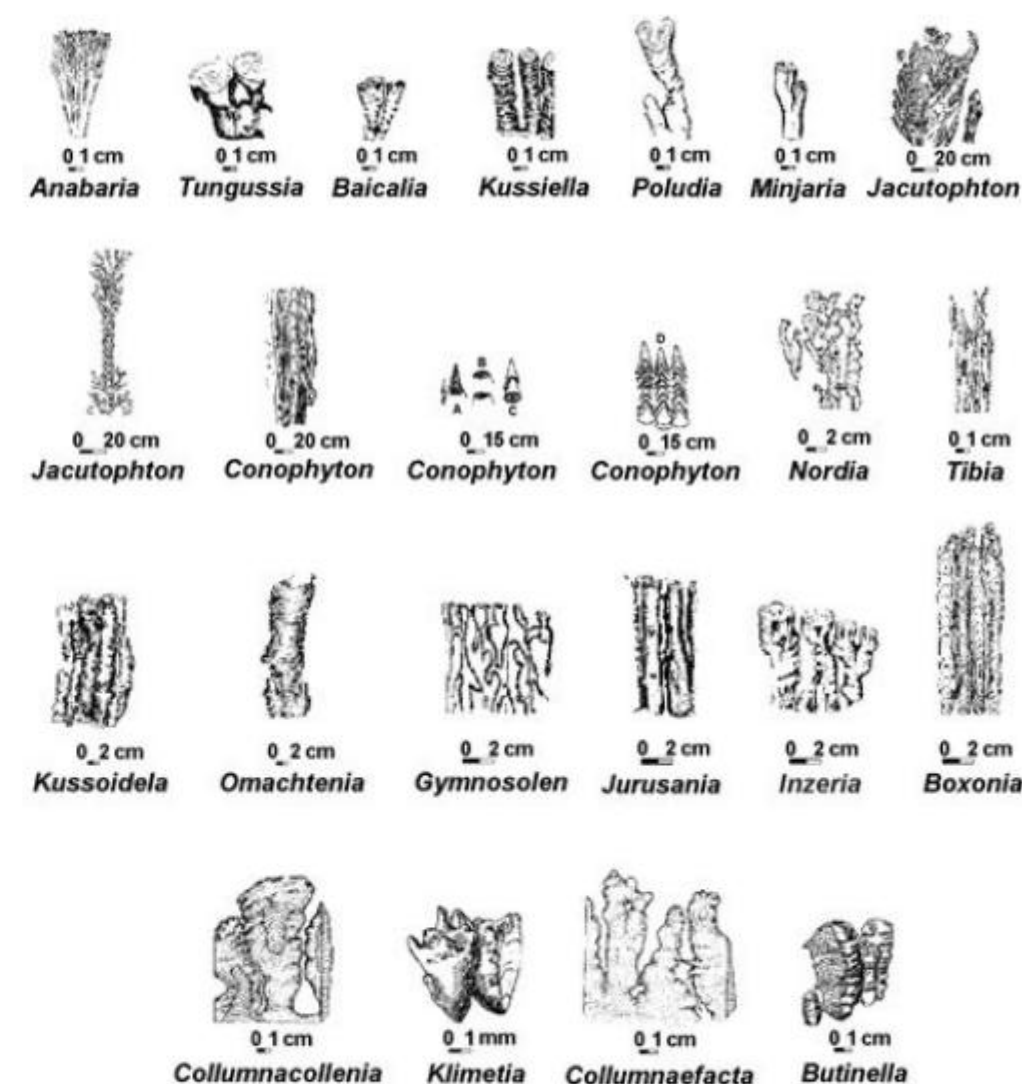



Figura 13.1 Feições morfológicas de diversos estromatólitos colunares, destacando-se as formas de colunas, a natureza das ramificações e o tamanho das estruturas biossedimentares.

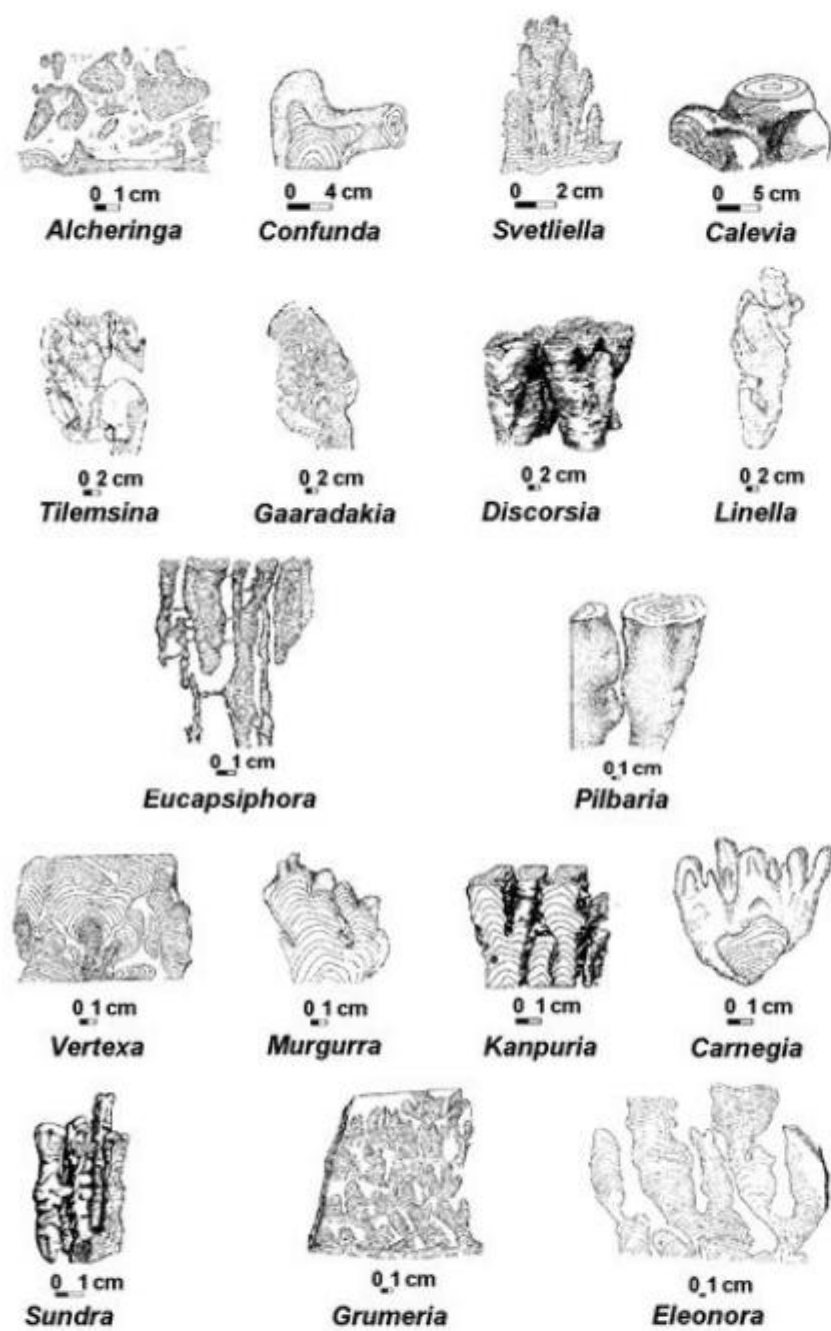



Figura 13.2 Principais tipos morfológicos de estromatólitos colunares.

- Pseudocilíndricas: forma cilíndrica, mas estreita na base e alargada no topo. Inclui a ramificação tipo "escova".
- Estratiformes: mostram laminações irregulares ou com pequenos "domos", dando uma aparência de "domos e bacias" interligados (figuras 13.3 e 13.4).

B. Ramificações

Uma grande maioria dos estromatólitos tem ramificações. Uma única coluna pode produzir várias colunas secundárias, dando aparência de uma "escova" ou "árvore" com ramificações paralelas ou não (figuras 13.5, 13.6, 13.7, 13.8, 13.9 e 13.10).

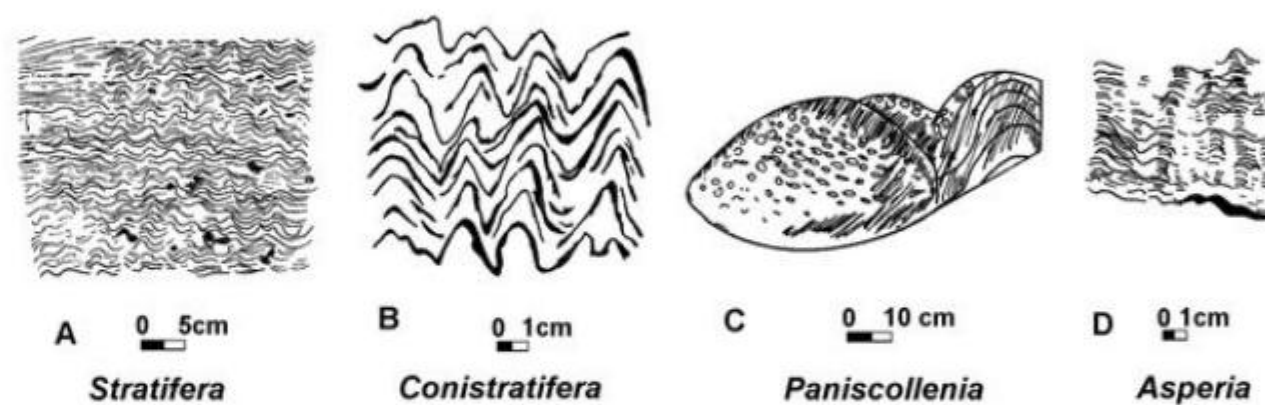



Figura 13.3 As feições morfológicas e laminações internas de alguns estromatólitos estratiformes.

Figura 13.4 Estromatólitos estratiformes em fácies evaporítica da Formação Jandaíra (Cretáceo Superior), Bacia Potiguar (Rio Grande do Norte).

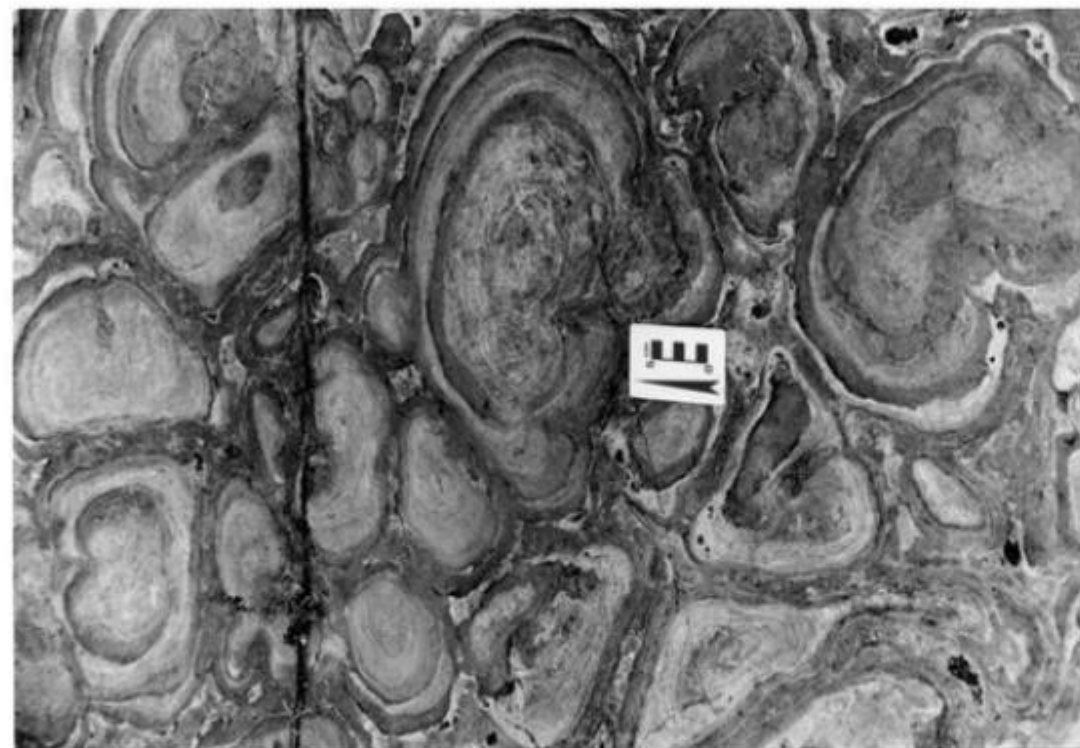



Figura 13.5 Estromatólitos colunares ramificados com laminações internas. (A) Corte vertical. (B) Em planta. Formação Salitre (Neoproterozoico), Chapada Diamantina Oriental (Bahia).

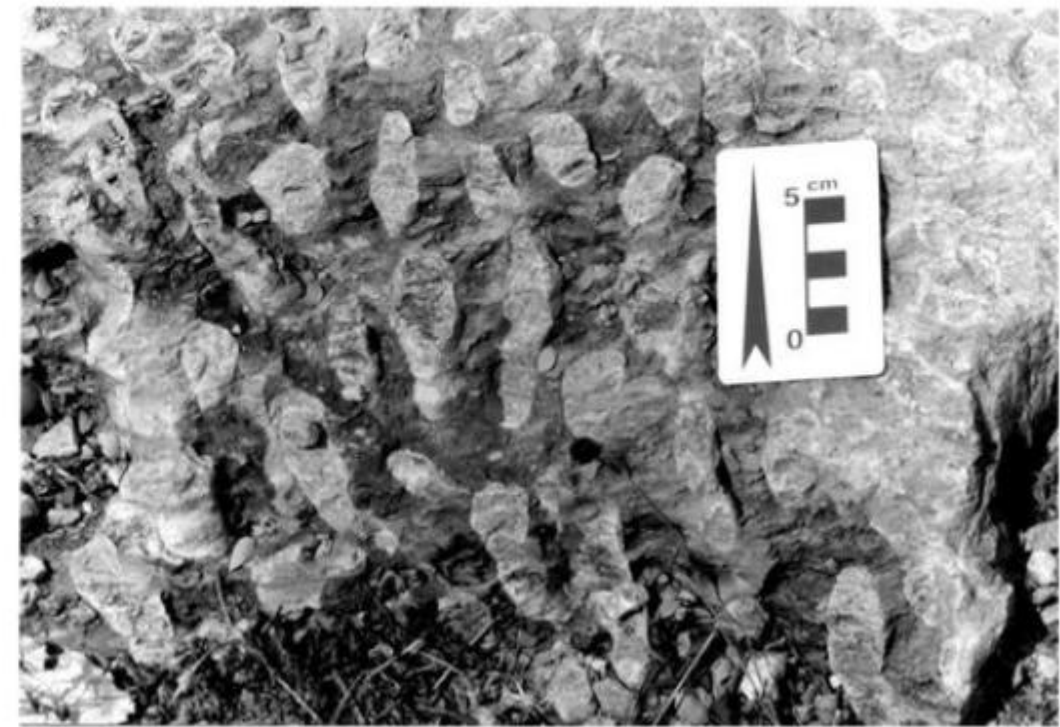



Figura 13.6 Estromatólitos colunares fosfáticos da Formação Salitre (Neoproterozoico), Chapada Diamantina Oriental (Bahia).

Figura 13.7 Estromatólitos colunares ramificados da Formação Caboclo (Mesoproterozoico), Chapada Diamantina Oriental (Bahia).

Figura 13.8 Os mais antigos estromatólitos (cerca de 2,4 Ga) do Brasil da Formação Cercadinho (Supergrupo Minas) na região da localidade de Cumbi (MG).

Figura 13.9 Estromatólito colunar do Membro Romualdo da Formação Santana, Cretáceo Inferior, Bacia do Araripe (Piauí).

A

B

Figura 13.10 (A) Bioestroma de estromatólitos colunares mesozoicos do Membro Romualdo (Formação Santana), Bacia do Araripe. (B) Estromatólitos colunares silicificados da Forma-Gênero em Membro Romualdo (Formação Santana), Bacia do Araripe.

O modo de ramificação em estromatólitos é constante. Alguns estromatólitos têm ramificação "passiva", isto quer dizer que a estrutura não alarga-se no topo, e os eixos de colunas ficam paralelos (forma *Kussiella*). Os outros estromatólitos têm ramificação "ativa", que é caracterizada por um alargamento generalizado da estrutura. Os eixos de ramificações da 2ª ordem divergem-se da base, e ficam inclinados a respeito de outros (forma *Tungussia*) ou correm paralelas no início, e crescem verticalmente de novo (formas *Gymnosolen*, *Inzeria*).

De modo geral, a forma das colunas e o modo de ramificação são intimamente relacionados um ao outro. Por exemplo, os estromatólitos com colunas cilíndricas têm ramificação "passiva" ou não têm ramificação. Por outro lado, as colunas de estromatólitos não ramificados são cilíndricas, e seções transversais são circulares ou ovais. Por último, os estromatólitos com colunas subcilíndricas e do tipo "xícara" têm ramificação "ativa" (colunas subcilíndricas – ramificação tipo "escova", com ramificação não paralela; colunas tipo "xícara" – ramificação subparalela).

C. Laminações

Uma das características mais importantes dos estromatólitos é a natureza das lâminas (na estrutura biossedimentar). A laminação primária nos estromatólitos reflete a natureza de crescimento da cenose de microbianos e do hábito de precipitação ou trapeamento de carbonato de cálcio dentro do corpo filamentoso, arredondado, estrelado ou de outra forma geométrica. Muitas vezes, a laminação em estromatólitos pretéritos reflete a influência de processos diagenéticos. De qualquer maneira, os diferentes aspectos de lamimação são utilizados na taxonomia de estromatólitos. Segundo as observações de Komar (1966), Semikhatov & Komar (1965), Serebryakov (1976) uma mesma espécie de estromatólito pode apresentar microestruturas diversas, dependendo da composição da rocha hospedeira. Adicionalmente, eles constataram que microestruturas muito semelhantes podem ser reconhecidas em estromatólitos num mesmo nível estratigráfico em regiões distintamente separadas. Foi observado, também, que diversas microestruturas rifeanas (rochas do Pré-Cambriano) não são encontradas nos estromatólitos pré-rifeanos. Além disso, microestruturas de laminações escuras, mais ricas em matéria orgânica de estromatólitos rifeanos e pré-rifeanos refletem a composição biológica dos "construtores" dos estromatólitos (figura 13.11). Portanto, uma correlação entre a morfologia e a microestrutura pode contribuir para decifrar o relacionamento entre as feições morfológicas dos estromatólitos e dos microbianos responsáveis pela formação das estruturas biossedimentares.

As diferentes formas de laminação (microestrata) são consideradas importantes parâmetros para a taxonomia dos estromatólitos, portanto sua natureza exige um estudo detalhado e de alta precisão. Os microestratas de estromatólitos colunares são geralmente finos e de natureza côncavo-convexa. A forma de arco varia muito, mas somente a forma cônica é típica de *Conophyton*. Neste caso, uma zona pouco espessa, formando uma zona distinta, é presente na parte central de cada estrato de *Conophyton*. Não existe uma zona central em outros estromatólitos, mas pode aparecer acidentalmente em alguns estratos. A maioria dos estromatólitos colunares tem microestratos domais afinando para a margem da coluna. Um afinamento brusco do microestrato gera uma distinta curva na parte marginal formando um tipo de parede que é característico das formas *Boxonia* e *Gymnosolen*. Nestes casos, as margens dos microestratos descem ao longo da coluna para encontrar as margens dos microestratos vizinhos. Em conjunto, elas envolvem a parte periférica da coluna, formando uma parede e desenvolvem uma superfície lisa.

Se não alterada pela recristalização, as microestruturas poderão ser observadas em muitos estromatólitos. Essas texturas, tipo membrana globular, lenticular, filamentosa são reconhecidas como formas microcristalinas, de cores escuras, que se encontram em alternância com camadas claras.

D. Microestruturas

Muitos estromatólitos são caracterizados pelas microestruturas que ocorrem em formas simples ou complexas (figura 13.12).

Microestruturas Simples

Essas microestruturas são inerentes de cada gênero de estromatólito, e provavelmente controladas pela sua natureza biogênica:

- **Película:** as feições essenciais deste tipo são películas micríticas, contínuas, escuras e finas (até 0,003 mm de espessura) e em associação com lâminas claras e espáticas – formam a laminação de 1ª ordem.

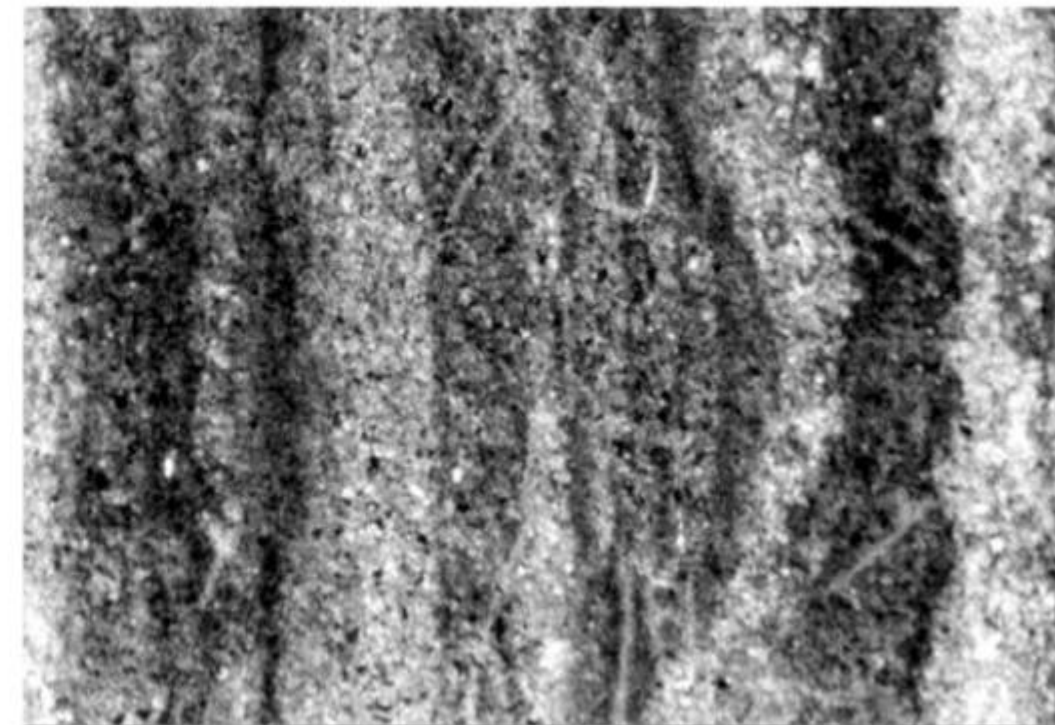



Figura 13.11 Microfotografia de estromatólito colunar mostrando ordenação de laminações escuras (ricas em matéria orgânica) e claras (pobres em matéria orgânica) da Formação Caboclo (Mesoproterozoico), Chapada Diamantina Oriental (Bahia).

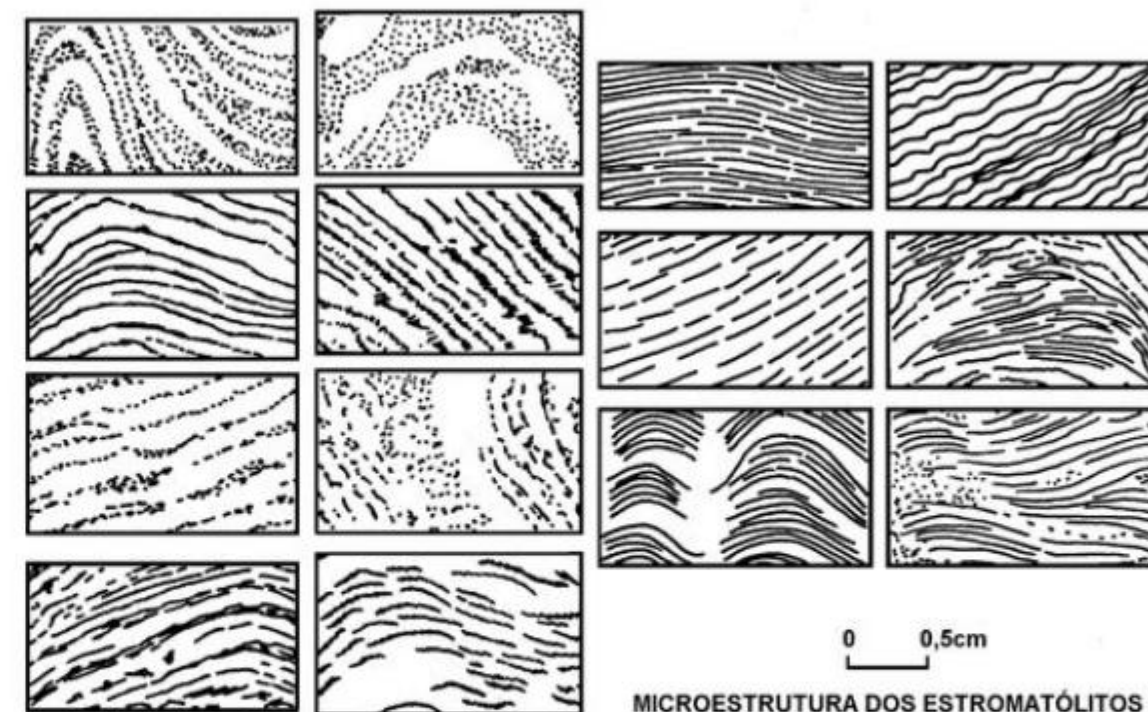



Figura 13.12 Microestrutura de alguns estromatólitos demonstrando variações em empilhamento e na espessura de lâminas internas.

- **Tussock**: laminação irregular com superposição de *tussocks* de variável tamanho (0,01 a 1 mm). Alguns desses *tussocks* têm uma feição concêntrica de crescimento.
- **Vermiforme**: as espessas camadas que são contínuas têm textura micrítica e esparítica e contêm áreas claras mais sinuosas encobertas pela micrita. As alterações diagenéticas podem desfigurar as manchas sinuosas, dando um aspecto aglutinado.

Microestruturas Complexas

São provavelmente controladas por uma ou várias cenoses:

- **Tapetes Micríticos**: basicamente as lâminas são espessas, escuras e compostas de micrito, cujas superfícies podem ser retas, crenuladas ou irregulares. Podem ocorrer, também, pelotilhas, gretas tipo *sheetcracks*.
- **Tapetes com Catágrafos**: esses tapetes espessos aparecem periodicamente numa sucessão de tapetes micríticos. Eles contêm catágrafos em matriz microesparítica. Os catágrafos são esferoides regulares com uma cobertura escura na superfície e um preenchimento calcítico.

E. Mineralogia dos Estromatólitos

Os estromatólitos são predominantemente carbonáticos, embora haja algumas ocorrências em magnesita, rochas silicosas, em gipsita (figura 13.13) e depósitos de ferro e manganês. Estromatólitos fosfáticos também são conhecidos da Índia, Brasil, Casaquistão e de outros países. Braithwaite & Zedef (1994) descreveram estromatólitos holocênicos de um lago alcalino (pH > 9) na Turquia, compostos de hidromagnesita.

F. Tamanho dos Estromatólitos

Os diâmetros das colunas são geralmente variáveis. A variação é maior em alguns estromatólitos do que em outros. Os diâmetros do gênero *Conophyton* variam de 0,1 a 2 m, entretanto os diâmetros de outros gêneros (*Gymnosolen* ou *Inzeria*) raramente são maiores que 5 a 10 cm. As maiores formas são conhecidas como *mounds* de centenas de metros em extensão e dezenas de metros de altura. Tamanhos maiores que 15 m foram observados no Cambriano, perto do Lago Baikal (Rússia). Alguns *Conophyton* com relevo maior que 4 a 5 m foram ilustrados do Pré-Cambriano da Índia. Os menores estromatólitos (com diâmetros até 50 micras) foram descritos por Hoffman (1969) da Formação Gunflint de idade afebiana (1,6 Ga). Bertrand-Sarfati (1972) descreveu estromatólitos cambrianos com diâmetro de 1-2 mm do Sahara algeriano. Dill *et alii* (1986) e Kempke *et alii* (1991) descreveram estromatólitos holocênicos gigantes da região das Bahamas e do Lago Van (Turquia).

G. Distribuição Geográfica dos Estromatólitos

Os estromatólitos fossilizados são conhecidos de todos os continentes, inclusive Antártida. Os holocênicos são observados principalmente na Austrália, Golfo do México, Bahamas, Golfo Pérsico, Índia e Brasil.

H. Ambiente Deposicional

A grande maioria dos estromatólitos carbonáticos é considerada de ambiente marinho raso (supramaré a submaré), mas estromatólitos de águas continentais, não marinhos (lacustres e transicionais), também são encontrados em rochas antigas e em sedimentos holocênicos (figura 13.14). Walter (1976) descreveu "estromatólitos abiogênicos" frequentemente encontrados nas cavernas, grutas, em caliche e em sedimentos fluviais. Estromatólitos pedogênicos e das fontes termais também são descritos de diversas idades e regiões do mundo (Jones; Renaut & Rosen, 2000; Renaut & Jones, 2000; Gorbushina & Krumbein, 2000). Assim, os estromatólitos recentes são conhecidos em ambientes deposicionais tão distintos como fundo oceano (cordilheira *mesoceânica*), lagos de altitudes (Argentina), lagos glaciais (Antártica), fontes hidrotermais (Nova Zelândia), *sabkha* (Mar Mediterrâneo), lagos salinos (EUA, Chile), lagoas costeiras (Brasil), salinas (Brasil, China), lagunais (Austrália, China, México) e marinho aberto (Bahamas).

Classificação

Um dos problemas mais críticos e controversos referente aos estromatólitos é a classificação e a descrição taxonômica. De modo geral, existem dois principais objetivos, entre sedimentólogos e paleontólogos, para classificar os estromatólitos: o bioestratigráfico e a reconstrução paleogeográfica. Todavia, a morfologia e a microestrutura formam as bases da descrição taxonômica de estromatólitos. Atualmente existem as seguintes tendências para classificar os estromatólitos:

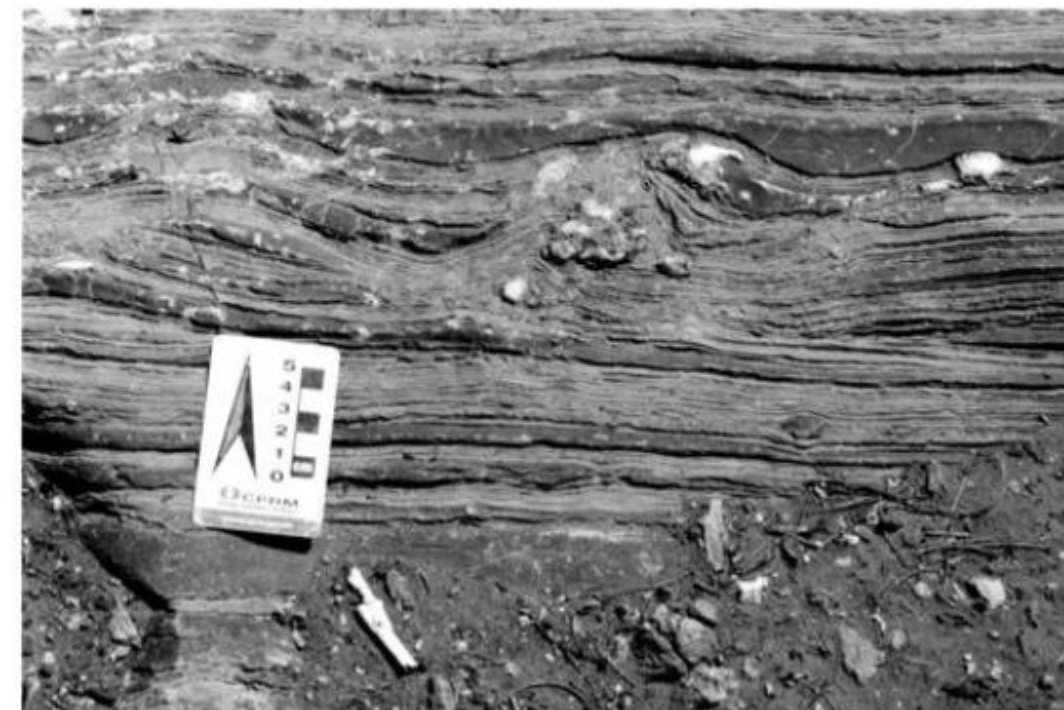



Figura 13.13 Estromatólito estratiforme com concreções evaporíticas da Formação Salitre (Neoproterozoico), Chapada Diamantina Oriental (Bahia).

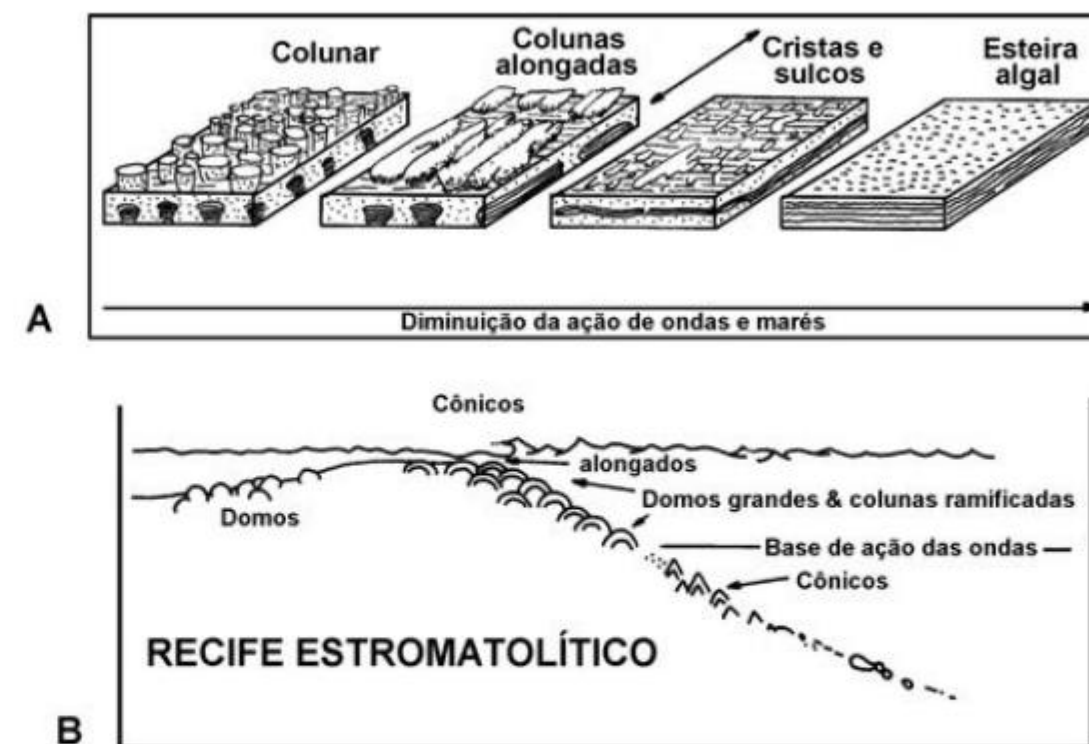



Figura 13.14 Modelos deposicionais de estromatólitos. (A) Variação em forma estromatolítica relacionada com ações de ondas e marés (Hoffmann, 1976). (B) Distribuição ambiental de estromatólitos proterozoicos (Knoll, 1985).

- Korde (1950) e Vologdin (1962) não reconhecem uma correlação entre a morfologia e os micro-organismos construtores das estruturas biossedimentares e dão ênfase ao ambiente deposicional. Portanto sugerem não classificar os estromatólitos. Deverão ser classificadas somente as microestruturas, pois serão considerados os resquícios de gêneros e espécies de algas.
- A classificação deverá pressupor que as características morfológicas são "respostas" da comunidade microbiana aos fatores ambientais. Neste caso, os estromatólitos não poderão ser tratados da mesma maneira como "fósseis individuais" e portanto não deverão ser classificados de acordo com a nomenclatura biológica. Eles devem ser categorizados através de termos descritivos. Neste contexto poderão ser utilizados:
  - códigos, por exemplo numéricos ou alfabéticos (Ko-rolyuk, 1956, 1958);
  - fórmulas descritivas (Logan *et alii*, 1964);
  - descrição cumulativa usando a combinação de terminologias semelhantes à descrição petrológica;
  - descrição baseada nas características morfológicas (p. ex. colunar com nicho);
  - utilização de terminologia "pseudolineana" onde os nomes são empregados sem conotação biológica, e não necessariamente binominal, e com letras em itálico (Cloud, 1942; Hofmann, 1969; Maslov, 1960a,b; Donaldson, 1976);
  - aplicação da nomenclatura lineana conforme Códigos Biológicos (Krylov, 1976).

De modo geral, aqueles que estudam estromatólitos holocênicos tendem a utilizar a classificação baseada nas fórmulas e códigos. Por outro lado, os sedimentólogos preferem empregar códigos, fórmulas, descrições morfológicas e a terminologia "pseudolineana" sem significado biológico para descrever e classificar seus estromatólitos. Entretanto, os paleontólogos e bioestratígrafos, por serem práticos, utilizam a nomenclatura lineana.

O Projeto Internacional de Correlação Geológica 261 intitulado "Stromatolithi" que reuniu cerca de 200 especialistas do mundo inteiro, inclusive do Brasil, criou um Grupo Especial de Pesquisadores para resolver esse problema crucial para investigações de estromatólitos. Não foi possível chegar a um consenso.

Uma das classificações mais antigas aplicáveis aos estromatólitos, independentemente da natureza da estrutura interna, foi elaborada por Pia (1927), que se baseava na investigação de uma seção vertical, tanto em lâmina como no afloramento ou em fotografia. De acordo com essa classificação existem dois grupos: Grupo *Gymnosolen* (todos os estromatólitos com ramificações) e Grupo *Cryptozoon* (estromatólitos com alargamento de colunas para o topo). Além disso, Pia (1927) empregou o nome da família Spongiostromata como uma divisão maior da classe Schizoficeae (Cianofita) e dividiu a família em duas partes: "Stromatolithi" (incluindo os gêneros *Collenia*, *Cryptozoon* e *Spongiostroma)* e "Oncolithi" (incluindo estruturas biossedimentares "não fixas", como os gêneros *Osagia*, *Pycnostroma* e *Ottonosia*).

- Divisão Lithophyta (construções de cianófitas)
  - Subdivisão Stromatolitophytina
  - Subdivisão Onkolitophytina
    - Classe Stromatophyceae (Estromatólitos)
    - Classe Ministromatophyceae (Minmistromatolitos)
    - Classe Trombophyceae (Não Laminado)
    - Classe Stromatophyceae
      - Ordem Stratiferales
      - Ordem Colleniales
      - Ordem Columnae
      - Ordem Platellales
        - Subordem Gymnosolenae
        - Subordem Colonnellae
          - Família Kussiellaceae
          - Família Colonnellaceae
          - Família Gymnosolenaceae
            - Subfamília Jacutoideae
            - Subfamília Gymnosolenoideae
            - Subfamília Tungussoideae

Maslov (1937, 1960a,b) classificou todos os estromatólitos independentemente da sua forma colunar ou estratiforme em três grupos, principalmente na base da sua laminação interna:

- Grupo *Collenia* (estromatólitos com laminação domal);
- Grupo *Conophyton* (estromatólitos com laminação cônica);
- Grupo *Conocollenia* (estromatólitos com laminação intermediária).

Logan *et alii* (1964) classificaram os estromatólitos recentes da Baía de Tubarão (Austrália) com base em sua geometria (figura 13.15):

- forma LLH (Hemisferoides ligados lateralmente);
- forma SH (Hemisferoides empilhados);
- forma SS (Esferoides empilhados).

Como os estromatólitos colunares foram empregados para correlação bioestratigráfica no Pré-Cambriano Superior, Raaben (1969) sugeriu a subdivisão de estromatólitos colunares em quatro supergrupos principais, baseando-se no modo de ramificação e na forma de colunas:

- *Conophytinida*: não ramificado, colunas cilíndricas;
- *Kussielida*: ramificação passiva, colunas cilíndricas;
- *Tungussida*: ramificação passiva, colunas alargando para o topo, tipo "xícara", eixos divergentes;
- *Gymnosolenida*: ramificação ativa, colunas pseudo-cilíndricas, eixos das colunas quase paralelos.

De acordo com Zhu Shixing (1982), todos os estromatólitos são caracterizados pelas formas das laminações que poderiam ser subdivididas em três: horizontal, convexa e cônica. Seriam constituídos por vários tipos de laminação, isolada ou alternadamente. Os estromatólitos constituídos por um mesmo tipo de lâmina não ocorrem em diferentes níveis estratigráficos. Portanto, este autor sugeriu que é necessário dividir preliminarmente todos os estromatólitos com base na morfologia de lâminas. Em seguida subdividi-los em diferentes subgrupos e formas, de acordo com as recomendações de Raaben (1969), que incluem a natureza da ramificação, forma das colunas, feições marginais das colunas e microestruturas ou textura. Estas satisfazem as necessidades da bioestratigrafia e da sedimentologia de rochas do Pré-Cambriano. Estariam subdivididos em:

Figura 13.15 Classificação de estromatólitos holocênicos (A) e sua distribuição na baía de Tubarão, Austrália (B) (segundo Logan *et alii*, 1964).

a) Tipo Horizontal (*Flat Type: F-Type*)

Tipo Estratiforme ou Tipo LLH, com lâminas predominantemente horizontais. Exemplo: *Stratifera*.

b) Tipo Convexo (*V-Type*)

Uma parte dos estromatólitos colunares, composta de lâminas convexas, semelhante às formas SH de Logan *et alii* (1964). Exemplos: *Colonnella* e *Gymnosolen*.

c) Tipo Cônico (*Conical Type: C-Type*)

Uma parte dos estromatólitos colunares contendo predominantemente lâminas cônicas. Exemplo: *Conophyton*.

d) Tipo Horizontal–Convexo (*FV-Type*)

Estromatólitos colunares-estratiformes ou uma forma composta (exemplo: LLH-SH-LLH), ambos com lâminas horizontais e convexas. Exemplo: *Omachtenia* e *Gruneria*.

e) Tipo Convexo–Cônico (*VC-Type*)

Com dois tipos de laminações: convexas e cônicas. Exemplo: *Jacutophyton*.

f) Tipo Horizontal–Cônico (*FC-Type*)

Com dois tipos de lâminas: horizontais e cônicas. Exemplo: *Straticonophyton*.

Uma nova classificação de estromatólitos foi proposta por Raaben & Sinha (1989) onde eles estabeleceram novos gêneros. Também foram criados subtipos, classes, ordens e famílias (tabela 13.1).

Kononova *et alii* (1993) lançaram uma classificação de estromatólitos com base no Código Internacional de Nomenclatura Botânica, que inclui as seguintes características, conforme o quadro a seguir.

Métodos e Técnicas de Estudo

Embora bastante desenvolvidos, principalmente por pesquisadores russos, australianos, franceses e chineses, estudos sobre estromatólitos apresentam ainda muitos problemas e pontos de discordância, necessitando de soluções consensuais. Apesar de o uso da nomenclatura formal (grupo e forma) ter sido adotada com sucesso nos países acima citados (com propósitos bioestratigráficos), uma maioria de pesquisadores não possui treinamento biológico necessário para aplicar nomes corretamente de acordo com o **Código Internacional de Nomenclatura Biológica**. Há, assim, dificuldades na adoção desta nomenclatura binominal, resultando diagnósticos inadequados. Torna-se então necessária a adoção de métodos descritivos padronizados, independentemente desta nomenclatura formal, mas ao mesmo tempo suficientemente flexível com o objetivo de facilitar comparações.

A descrição de estruturas estromatolíticas deve ser baseada na combinação de observações de campo e em laboratório, através do estudo de feições básicas que devem ser tão compreensivas quanto possível, refletindo detalhes e observações sistemáticas.

A. Procedimentos de Campo

Observações em campo devem ser meticulosas, visando a um diagnóstico detalhado das principais feições observadas. Análises macroscópicas e mesoscópicas seguem três pontos básicos:

- Descrição Sistemática: natureza dos afloramentos; localização, extensão lateral e vertical; qualidade do afloramento; estimativa de espessura da camada hospedeira; litologia; modos de ocorrência do edifício estromatolítico (bioerma ou bioestroma); estruturas individuais (não colunares e colunares, estratiformes e domais ou outras formas mistas); estruturas individuais, colunares ramificadas ou não; ramificação ativa ou passiva; colunas (forma das seções transversais e longitudinais; espessuras, diâmetro, alturas, natureza das superfícies envolventes ou paredes; atitude de colunas, ornamentação, forma, variabilidade; lâminas, tipos e formas).
- Os registros fotográficos constituem um importante passo na complementação dos dados de campo, necessários na descrição de algumas das feições acima citadas e particularmente solucionando problemas que envolvem a descrição de grandes colunas ou edifícios estromatolíticos.
- A amostragem adequada constitui o aspecto mais importante no estudo dos estromatólitos, devendo-se proceder cuidadosamente, de modo a coletar amostras tão representativas quanto possível. Deve-se amostrar as porções marginais e centrais dos afloramentos, com o objetivo de caracterizar variações de feições existentes. Uma amostra ideal deve incluir várias colunas para que se possa analisar a relação entre os estilos de ramificação. Para facilitar os procedimentos de campo poderão ser utilizados os dados contidos na tabela 13.2.

Tabela 13.1 Classificação de estromatólitos de acordo com Raaben & Sinha (1989)

SUBTIPO	CLASSE	ORDEM	FAMÍLIA	GÊNEROS-TIPOS
Columnithi (colunares)	Ramificantha	Acrescentida (ramificação ativa)	Gymnosolenidae Tungussidae Alterniidae	*Gymnosolen* *Tungussia* *Alternella*
		Intricatida (ramificação irregular)	Prokussielidae Discorsiidae Kanpuridae Ilictidae	*Kussoidella* *Discorsia* *Kanpuria* *Ilicta*
		Kusselilida (ramificação passiva)	Kussiellidae Omachtenidae	*Kussiella* *Omachtenia*
	Não ramificados	Conophytonida	Euconophytons Ephayalitiidae	*Conophyton* *Ephyalles*
	Estruturas mistas	–	–	*Jacutophyton*
Compoctithi (não colunares)	Tabulitititithi (estratiforme)	Anaglyphonida Decumbentida	Tyssagaetaceae Stratiferidae Malginellidae	*Tyssagaetes* *Stratifera* *Malginella*
		Cryptiida (convolutas)	Cryptophytonidae Bulboidae	*Cryptophyton* *Alcheringa*
	Picnostromithi	Cupoliida	Cupolinae Tinnidae Confluentae	*Paniscollenia* *Tinnia*
Microstromatithi	Columellitha	Minicolumellida	Minicolumelae Pseudogymnosolenaceae	*Minicolumella* *Pseudogymnosolea*
	Ministromida	–	–	*Calevia*

B. Procedimentos de Laboratório

Tais procedimentos são requeridos no sentido de complementar os dados de campo, envolvendo principalmente corte e análise de amostras em seções delgadas e seriadas, necessários à obtenção de dados detalhados à escala microscópica, imperceptíveis em afloramentos e amostras de mão. A obtenção de seções polidas é importante na observação de feições, tais como os detalhes de laminação e estruturas marginais, assim como para a realização de medições estatísticas. As seções delgadas são requeridas na observação de microestruturas e possivelmente micro-organismos, e devem amostrar porções representativas dos estromatólitos. A confecção de seções paralelas regularmente espaçadas, longitudinal ou transversal às colunas é uma técnica estabelecida por Krylov (1963) e Raaben (1969) que permite uma reconstrução dos estromatólitos em modelos tridimensionais, sendo o número de seções e suas espessuras determinados pelo número de colunas. Estabeleceram, como ideal, que cada coluna seja representada por quatro faces sucessivas (figura 13.16).

Finalmente, recomenda-se o registro fotográfico de cada método acima citado.

Tabela 13.2 Ficha para a descrição de estromatólitos (baseada em trabalhos de Preiss, 1976; Walter, 1972; Grey, 1989)

FICHA DE DESCRIÇÃ0 DE ESTROMATÓLITOS

Localidade					Nº de amostra
Amostra de mão	Parte polida	Fatias	Lâmina delgada	Coletor	Nº de arquivo
Espessura da camada		Comprimento da camada		Unidade unitária	Unidade cíclica

Modo de ocorrência: Bioerma (Subesférica, Domal, Tabular, Interdigitada); Biostroma (Tabular, Domal)

Forma de colunas em planta: Esférica, Circular; Oblonga Elíptica, Oval; Labada; Poligonal

Não colunares: Planares; Ondulatórios; Pseudocolunares; Colunares-laminados; Cumulativos; Oncólito

Colunares – Não Ramificadas: Terretiformis; Cilíndricos; Turbinatos; Bulbosos; Nodulares; Hemiesféricos; Conicais

Colunares – Ramificadas: Natureza de ramificação: Multifurcado; Bifurcado; Lateral; Dendroidos; Coalescente; Anastomosado; Paralela; Moderadamente divergente; Extremamente divergente; Alfa; Bent; Alfa; Beta; Gama

Altura de colunas

Diâmetro de colunas

Paredes

Atitude: Ereto; Inclinado; Recumbete; Decumbete; Sinuoso

Variabilidade: Uniforme; Constrita; Serrada

Forma: Crustosa; Achatada; Magra

Tipos de lâminas: Lisa; Ondulada; Crenulada

Ornamentação externa: Lisa; Bulbo; Tubérculo; Lobada; Nicho; Projeções; Costelada; Cornices; Pontes; Picos

Forma laminar: Planar; Pouco convexo; Moderadamente convexo; Muito convexo; Parabólico; Retangular; Rômbico

Microestruturas

Microfósseis

Orientação de colunas

Relevo sinóptico

Sedimento intercolunar

Estruturas sedimentares

Minerais Diagenéticos

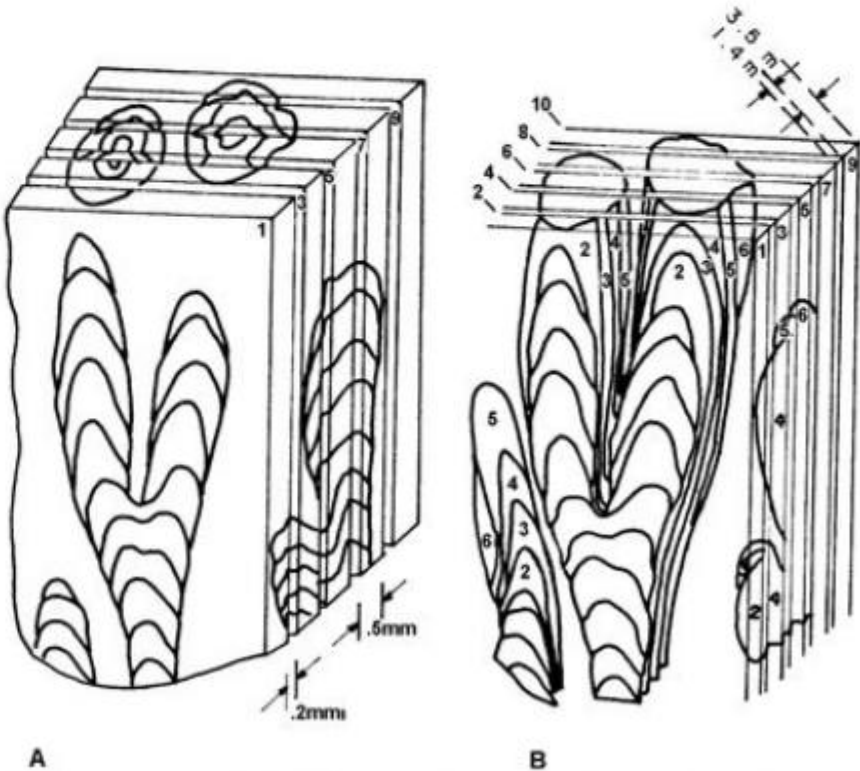



Figura 13.16 Técnica de reconstituição tridimensional de estromatólitos colunares. (A) Seções verticais de colunas com espessura predeterminada. (B) Reconstrução volumétrica e tridimensional de colunas e da natureza da ramificação (segundo Preiss, 1976; Krylov, 1976).

Distribuição Estratigráfica

Os estromatólitos são conhecidos desde o Arqueano até o Holoceno, mas sua maior distribuição e diversificação ocorreu no Proterozoico. No final do Proterozoico houve um declínio generalizado de abundância e diversificação dos estromatólitos, dando maior espaço para os trombólitos (estromatólitos sem ou com difusas laminações internas) e metazoários da fauna de Ediacara. Embora os estromatólitos continuem sendo representados no Fanerozoico, seu significado bioestratigráfico atingiu um nível insignificante (figura 13.17). Decorrente deste fato, toda a nomenclatura e a classificação que conhecemos são baseadas nos estromatólitos pré-cambrianos. De fato, os estromatólitos pré-fanerozoicos receberam maior atenção por parte dos pesquisadores, consequentemente, temos maiores informações sobre sua distribuição e importância estratigráfica. Salientamos que a maioria das informações sobre o aspecto bioestratigráfico dos estromatólitos surgiu nos últimos trinta anos, graças aos trabalhos de pesquisadores, principalmente na Rússia, Canadá, Austrália, África, China e Índia.

Os estromatólitos mais antigos conhecidos até o presente momento são os dos grupos Warawoona (3,5 Ga), na Austrália e Fig Tree (3,4 Ga), na África do Sul. Outros seis ou sete terrenos arqueanos (3,9-2,5 Ga) na Austrália, no Canadá (figura 13.18) e no Zimbábue também são conhecidos como portadores de estromatólitos. Esta pobreza em estromatólitos não significa que a atividade de microbiana não era propícia para o crescimento de estromatólitos, pois os procariontes e outras cianobactérias eram abundantes e diversificados.

O Proterozoico (2,5-0,57 Ga) é muito rico em estromatólitos, tanto em feições morfológicas como em abundância. Eles formaram grandes e significativas ocorrências em carbonatos marinhos e não marinhos rasos. Os estromatólitos colunares atingiram sua máxima diversificação e abundância no Mesoproterozoico (1,6-1,0 Ga), havendo depois um declínio acentuado na sua diversidade próximo ao Cambriano. Depois deste período, os estromatólitos tiveram um pequeno ressurgimento em sua abundância e diversificação no Mesozoico, e atualmente são conhecidos de algumas poucas ocorrências holocênicas.

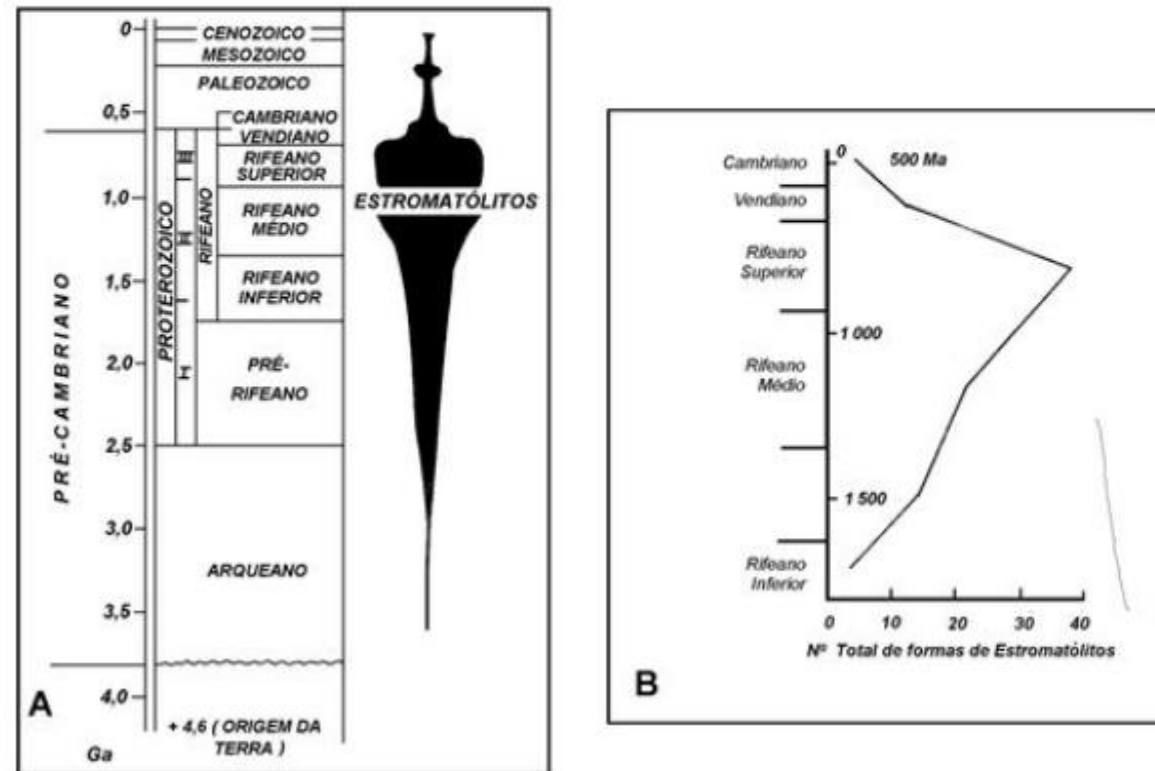



Figura 13.17 Distribuição estratigráfica de estromatólitos durante a história geológica da Terra (A) e a abundância relativa destes durante o Pré-Cambriano (B) (segundo Awramik, 1984).

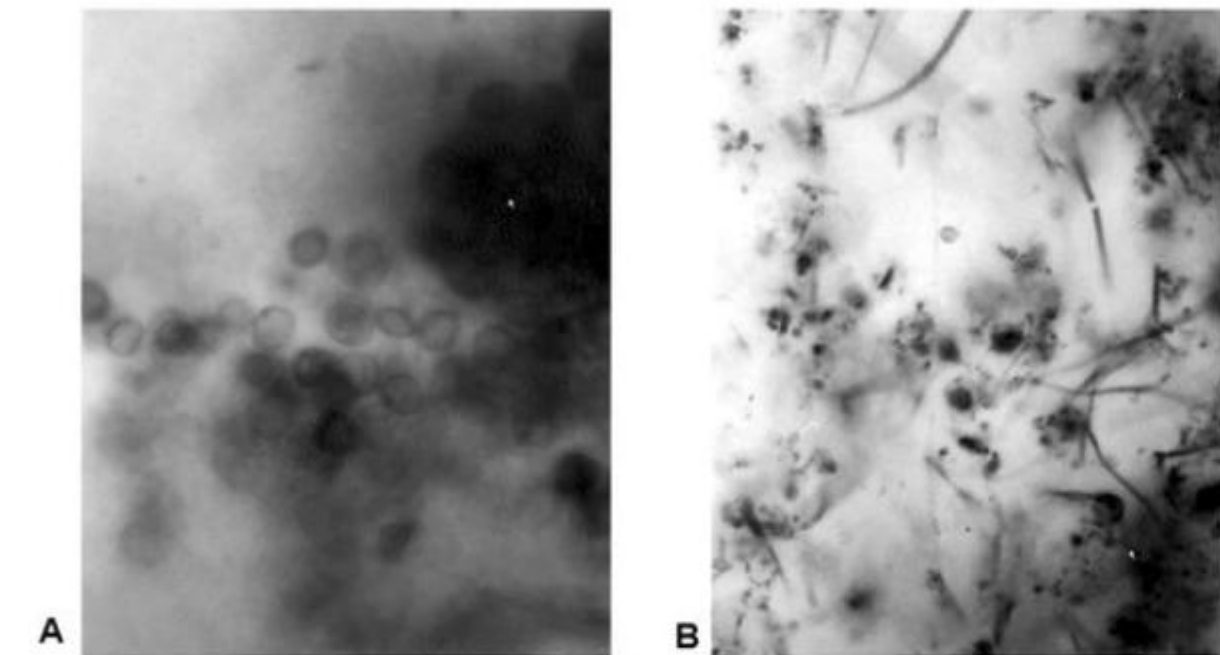



Figura 13.18 Microfósseis arredondados (A) e filamentosos (B) formadores de estromatólitos. Sílex Gunflint (Paleoproterozoico) do Canadá.

No Proterozoico estão representadas todas as feições morfológicas (domais, nodulares, colunares, ramificados ou não, cônicos, oncólitos, estratiformes ou planares), embora os estromatólitos colunares sejam os mais utilizados na bioestratigrafia e correlação de sequências proterozoicas.

Vale salientar que o estromatólito individualmente não tem nenhum significado estratigráfico. Somente as associações, grupos ou "supergrupos" de estromatólitos têm importância bioestratigráfica ou potencial correlativo. Um dos primeiros trabalhos mostrando a importância de associações de estromatólitos colunares foi o de Raaben (1969), onde o Rifeano (1,65- 0,675 Ga), na Rússia, foi subdividido em três assembleias de estromatólitos.

1. Rifeano Inferior (1,65-1,35 Ga): *Kussiella*, *Conophyton* e *Omachtenia*.

2. Rifeano Médio (1,35-0,85 Ga): *Baicalia*, *Tungussia*, *Colonnella* e *Anabaria*.

3. Rifeano Superior (0,95-0,67 Ga): *Gymnosolen*, *Inzeria*, *Jurusania*, *Parmites* e *Conophyton*.

4. Vendiano (0,67-0,57 Ga): *Linella*, *Patomia* e *Boxonia*.

5. Cambriano (0,57-0,51 Ga): *Vetella* e *Ilicta*.

Salientamos que o "gênero" *Conophyton* é encontrado abundantemente no Pré-Cambriano, e também no Holoceno.

Os dados recentes sugerem que certos "gêneros" podem ser usados para datar sequências pré-rifeanas: *Pilbaria perplexa* (2,3-1,8 Ga); *Stratifera* (1,9-1,3 Ga); *Lenia* (2,0-1,8 Ga; algumas "espécies" também no Rifeano!); *Yelma* (1,7 Ga); *Kaaternia* (2,3-2,0 Ga) e *Asperia* (2,0-1,9 Ga).

Preiss (1976) subdividiu os estromatólitos do Pré-Cambriano (1,7 a 0,57 Ga) em quatro assembleias:

- Assembleia I (1,7-1,43 Ga): contém principalmente *Kussiella*, *Omachtenia* e *Conophyton cylindricum*.
- Assembleia II (1,35-0,90 Ga): constituída principalmente por representantes de *Baicalia*, *Anabaria* e *Svetliella*.
- Assembleia III (1,0 a 0,7 Ga): composta de representantes de *Gymnosolen*, *Minjaria*, *Boxonia*, *Inzeria* e *Jurusania*.
- Assembleia IV (0,75-0,57 Ga): representada por *Linella*, *Boxonia*, *Patomia* e *Aldania*.

A distribuição de estromatólitos arqueanos, proterozoicos e do Cambriano Inferior, na Índia, foi agrupada por Tewari (1993) da seguinte maneira:

- Arqueano: *Externia*, *Stratifera* e *Kussoidella*.
- Proterozoico Inferior: *Sundosia*, *Pilbaria*, *Gruneria*, *Patomia*, *Butinella* e *Kanpuria*.
- Rifeano: *Colonnella*, *Kussiella*, *Conophyton*, *Jacutophyton*, *Baicalia*, *Tungussia*, *Jurusania*, *Inzeria*, *Acaciella*, *Minjaria*, *Parmites*, *Linella*, *Malginella* e *Platella*.
- Vendiano: *Paniscollenia*, *Aldania*, *Tungussia*, *Linella*, *Colleniella*, *Stratifera*, *Irregularia*, *Nucleella* e *Linocollenia*.
- Cambriano Inferior: *Collumnaefacta*, *Boxonia*, *Compactocollenia* e *Ilicta*.

Os trabalhos realizados posteriormente por pesquisadores chineses endossaram esta distribuição estratigráfica de estromatólitos no Pré-Cambriano.

Importância Econômica

Desde o Arqueano Inferior eles ocupam um lugar destacado em carbonatos marinhos rasos e têm sido reconhecidos como excelentes portadores de bens minerais. Uma grande gama de mineralizações metálicas e não metálicas associada aos estromatólitos é encontrada em diversas idades geológicas. Muitas dessas jazidas estão sendo exploradas em vários países há várias décadas.Os depósitos minerais são formados pelos seguintes fatores principais: tempo geológico, condições ambientais especiais e processos metabólicos de micróbios formadores de estromatólitos e de natureza texturais de rochas hospedeiras associadas.

Os depósitos de ferro, tipo itabirito ou BIF são conhecidos do Brasil, Canadá, Austrália, Índia entre outros, onde estromatólitos estratiformes e colunares ferríferos da idade Arqueana–Proterozoica são bastante explorados. Embora exista uma certa controvérsia sobre a biogenicidade de depósitos ferríferos bandados pré-cambrianos as pesquisas em BIFs do Grupo Hamersley (Austrália) e da Formação Gunflint (Canadá) claramente demonstraram a presença de cianobactérias filamentosas e coccoidais impregnadas em hematita encaixadas dentro de estruturas estromatolíticas ferríferas

Com a descoberta de estromatólitos fosfáticos pré-cambrianos na Índia, na década de 1970 (Chauhan,

1979), as pesquisas deste recurso mineral foram ampliadas em diversos continentes. Atualmente os depósitos de fosforitos de natureza estromatolítica são conhecidos da Austrália, Brasil, China, Kasquistão, Mauritânea e Polônia. Os processos de fosfatização de estromatólitos é ainda controverso. As pesquisas recentes apontam que as atividades microbianas são essenciais para a concentração em certas formas-gêneros de estromatólitos. Na Índia, as formas-gêneros *Collumnaefacta* e *Columella* são preferencialmente ricas em fosfato, quando o valor total de P_2O_5 pode chegar até 35%. A Formação Salitre do Grupo Una de Idade Neoproterozoica na Chapada Diamantina (Bahia) embora contenha uma grande diversidade de estromatólitos, somente a forma-gênero *Jurusania* é reconhecidamente rica em fosfato. Este fato é explicado devido ao controle microbiano específico da fosfatização das estruturas biogênicas.

Os estromatólitos "gigantes" holocênicos em Lagoa Salgada são compostos de hidromagnesita e estão sendo explorados em larga escala como material isolante térmico.

As ocorrências de magnesita associadas aos estromatólitos são ainda pouco conhecidas, embora, no Brasil, estromatólitos paleoproterozoicos de magnesita do Grupo Ceará , no sul do Estado do Ceará, sejam lavrados há vários anos.

Os estromatólitos formados em fontes hidrotermais na Nova Zelândia são preferencialmente silicosos compostos de mineral opala e kaolinita autigênica, em menor escala.

Diversas ocorrências de mineralizações de cobre associadas aos estromatólitos são descritas, principalmente, da China e da Província de Cobre Zâmbia e Zaire. Na China, a Formação Luoxue das idades meso e neoproterozoicas mostra o Tipo Dongchuan-Depósitos de cobre, onde a mineralização de cobre é geralmente presente em sedimentos arenosos aprisionados entre as laminações silicificadas de estromatólitos. Na Zâmbia, as mineralizações de cobre são significativamente associadas aos estromatólitos da idade neoproterozoica. Junto com o cobre, a presença de cobalto também foi ocasionalmente observada (Gunatilaka, 1977). A mineralização de urânio (pitchblenda e coffinita) tem mostrado uma forte relação com estromatólitos neoproterozoicos da Bacia de Falea na República de Mali (África Ocidental).

Os depósitos de galena, marcassita e esfalerita do tipo "Mississipi-Valley" são conhecidos de diversos países. Os estromatólitos paleoproterozoicos de Transvaal (África) são significativamente enriquecidos em tais minerais.

A ocorrência de hidrocarbonetos em estromatólitos de diversas idades geológicas é conhecida há muito tempo. Rasmussen (2005) descreve espectacular ocorrência de matéria orgânica e a inferida geração do petróleo no Paleoproterozoico da América do Norte, da Groenlândia, da África Ocidental e da Rússia. Os dolomitos intercalados em sequência evaporítica da Formação Ara (Grupo Huqfh), em Omã, contêm estromatólitos colunares neoproterozoicos intensamente manchados em petróleo, onde o mesmo é encontrado em poros intergranulares das microestruturas de estromatólitos. Os "plays" de hidrocarbonetos no Neoproterozoico são conhecidos da Austrália, do Brasil, da China, da Índia, da Mauritânea, do Paquistão e da Rússia. Amadou (2008) descreveu estromatólitos pré-cambrianos geradores do petróleo da Bacia de Taoudeni (Mali). A recente descoberta do petróleo em estromatólitos das camadas pré-sal da idade cretácica no Campo de Tupi, Bacia de Santos (Formigli, 2008), gerou grande expectativa no Brasil.

Os estromatólitos e oncólitos manganíferos são conhecidos do Paleoproterozoico no Botswana (Grupo Transvaal) e África do Sul (Grupo Soutpansberg), onde os depósitos de oncólitos de pirolusita e criptomelana do ambiente marinho raso formam camadas de até dois metros de espessura. No Mesozoico, os estromatólitos colunares manganíferos são conhecidos da Austrália, Eslováquia e Espanha. Os oncólitos manganíferos recentes são abundantes no fundo do Oceano Atlântico e em Lago Vermilion de água doce no estado de Minesota (EUA).

Devido à sua beleza natural e à dureza, os estromatólitos são seletivamente utilizados como pedra ornamental para revestimento de paredes e acabamento de piso em diversos prédios particulares e comerciais.

Outras Aplicações

O estudo dos estromatólitos desenvolve-se em diversas áreas do conhecimento geológico, biológico e astronômico. Em seu trabalho clássico, Hoffmann (1976) enumerou uma série de aplicações e finalidades de estudos de estromatólitos do ponto de vista da sedimentologia e da paleontologia. Esse interesse interdisciplinar de utilizar os estromatólitos, tanto recentes (figuras 13.19, 13.20, 13.21 e 13.22) como pretéritos, tem sido evocado devido à sua natureza singular (origem biossedimentar) e à sua distribuição global. No estado atual do conhecimento, os estromatólitos podem ser destacados por:

Figura 13.19 Bioermas de estromatólitos recentes da Lagoa Salgada, Estado do Rio de Janeiro.

Figura 13.20 Esteiras microbianas recentes com gretas de dissecação, Lagoa Salgada, Estado do Rio de Janeiro.

Figura 13.21 Biohermas de estromatólitos holocênicos da Lagoa Salgada (Rio de Janeiro).

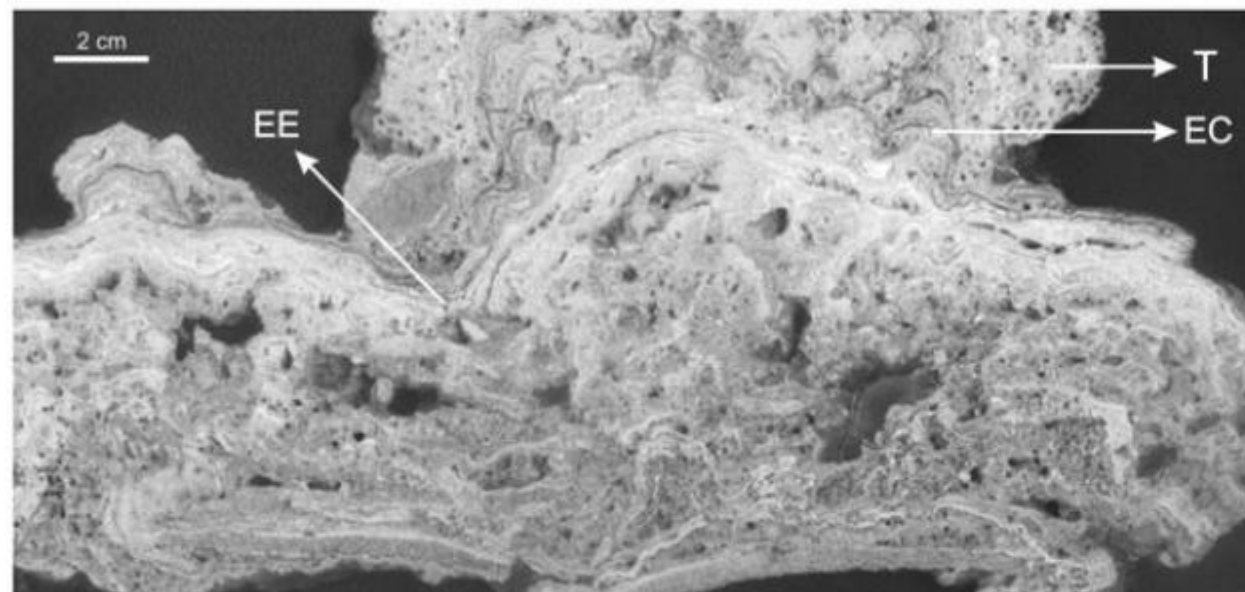



Figura 13.22 Corte vertical de biohermas mostrando o crescimento alternado de estromatólitos estratiformes (EE), colunares (EC) e de thromboitos (T). Lagoa Salgada (Rio de Janeiro).

- identificação de localidades geográficas em que houve atividades biológicas no passado. Têm importância acentuada, principalmente em terrenos arqueanos, onde as evidências da existência da vida são feitas exclusivamente através da presença de estromatólitos, de microfósseis ou da determinação de isótopos de enxofre. Salientamos que, recentemente, alguns pesquisadores sugeriram a "procura" de estromatólitos em Marte visando comprovar a existência da vida pretérita naquele planeta;
- localização de microfósseis (cianobactérias, eucariontes, bactérias, algas) e suas variações em diferentes tempos na composição de comunidades microbianas bentônicas, principalmente em estromatólitos pré-cambrianos. Visando avaliar sua importância na formação e desenvolvimento destas estruturas biossedimentares;
- correlação de mudanças na natureza dos estromatólitos dependendo da evolução e do desenvolvimento dos ambientes na superfície da Terra;
- determinação de dados astronômicos e geofísicos na época de formação dos estromatólitos, através de estudos de inclinação das colunas dos estromatólitos causadas pela radiação não vertical de raios solares. Estas investigações fornecem informações acerca do cálculo do número dos dias por ano e a longevidade do dia, no passado. Vanyo & Awramik (1985) consideraram que os estromatólitos pretéritos podem fornecer as seguintes informações fundamentais sobre a dinâmica dos tempos primordiais da Terra e do sistema Terra, Lua e Sol: número de dias por ano; taxa da rotação da Terra; inclinação do eixo da Terra; número de dias por mês no período da rotação lunar; paleolatitude das camadas hospedeiras de estromatólitos; periodicidade de mares; frequências sazonais de tempestades e possíveis feições gerais sobre o clima. Evidentemente, nem todas essas informações são imediatamente aplicáveis a todas as ocorrências de estromatólitos e portanto não têm uma repercussão prática, geológica e paleontológica. Entretanto, algumas dessas informações são fundamentais para compreender melhor a evolução da biosfera, hidrosfera e atmosfera ao longo do tempo geológico;
- datações e correlações bioestratigráficas em escala regional, interregional e global através dos estromatólitos e suas associações, considerando as variações regionais, ambientais e temporais. De fato, esta é atualmente uma das mais significantes aplicações dos estromatólitos e estruturas semelhantes nos terrenos pré-cambrianos. Importantes contribuições estão sendo realizadas mundialmente. Com o refinamento das regras para a taxonomia vêm sendo criados modelos para a distribuição dos *taxa* em escala global;
- ampliação em análise de fácies e processos deposicionais considerando as variações em macro e micro-estruturas dos estromatólitos;
- interpretação de ambientes deposicionais e paleossalinidades. Embora a maioria dos estromatólitos seja considerada de ambiente marinho raso, algumas formas, principalmente do tipo *Conophyton*, são consideradas de águas marinhas relativamente profundas. Além disso, alguns estromatólitos indicam ambientes não marinhos (lacustres, fluviais, pedogênicos, fontes termais);
- determinação do sentido de paleocorrente utilizando-se a orientação de biohermas e de estromatólitos colunares;
- avaliação da taxa de sedimentação através de medições de espessuras de lâminas claras e escuras de estromatólitos, além de medir o relevo sinóptico;
- determinação de "topo" e "base" de camadas nos terrenos tectonicamente dobrados. Os estromatólitos comumente crescem antigravitacionalmente, portanto têm lâminas arqueadas ou convexas. Esta característica fornece subsídios para determinar efeitos de dobras, como foi demonstrado no Pré-Cambriano da região do Himalaia (Índia);
- mapeamento de antigas zonas litorâneas através da distribuição dos diferentes "gêneros" de estromatólitos nos ambientes marinhos. Os estromatólitos estratiformes associados à fácies evaporítica e apresentando certas estruturas caracterizam a faixa de supra-maré, portanto a zona transicional entre o continente e o mar (figura 13.23);
- medição da amplitude de marés através do relevo sinóptico de estromatólitos colunares e domais;
- evolução diagnética de microestruturas de estromatólitos pré-cambrianos e a investigação de isótopos.

No Brasil, os estromatólitos colunares do Proterozoico Superior (Formação Salitre do Grupo Una = Grupo Bambuí), na Chapada Diamantina Oriental (Bahia) são altamente fosfatizados (figuras 13.24 e 13.25). Alguns estromatólitos estratiformes também são portadores de mineralizações de galena e esfalerita. Além de estromatólitos são frequentes, nesta região, a ocorrência de oncólitos (figuras 13.26 e 13.27).

- alguns estromatólitos colunares são utilizados como indicadores de flutuações eustáticas no Proterozoico;
- muitas ocorrências de estromatólitos servem para atrair turistas visando demonstrar sua importância na evolução da vida e explicar sua beleza no contexto de fantásticas feições de natureza, tendo interesse para o ecoturismo.

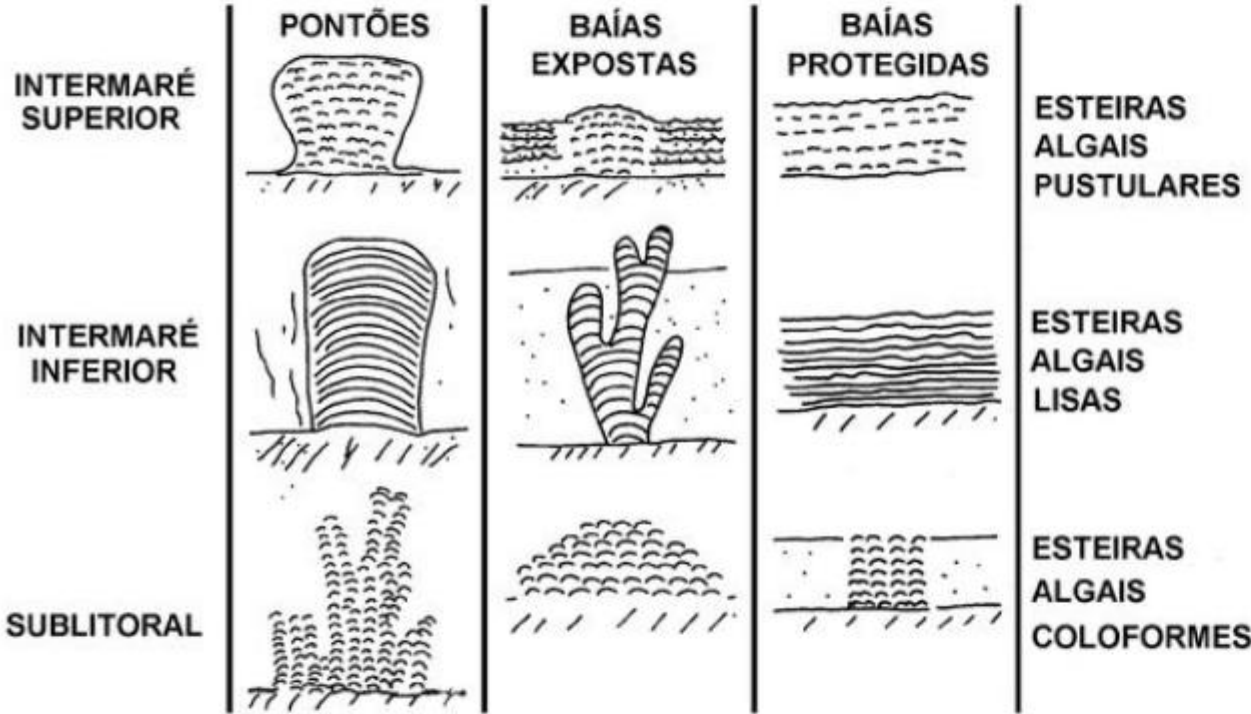



Figura 13.23 Diferenças morfológicas das estruturas estromatolíticas em função de sua posição em relação à linha de costa.

Figura 13.24 Bioerma domal de estromatólitos colunares ramificados, intercalado com tempestitos. Formação Salitre (Neoproterozoico), Chapada Diamantina Oriental (Bahia).

Figura 13.25 Bioerma domal de estromatólitos colunares ramificados em planta. Formação Salitre (Neoproterozoico) na Chapada Diamantina Oriental (Bahia).

Figura 13.26 Oncólitos gigantes da Formação Salitre (Neoproterozoico), Chapada Diamantina Oriental (Bahia).

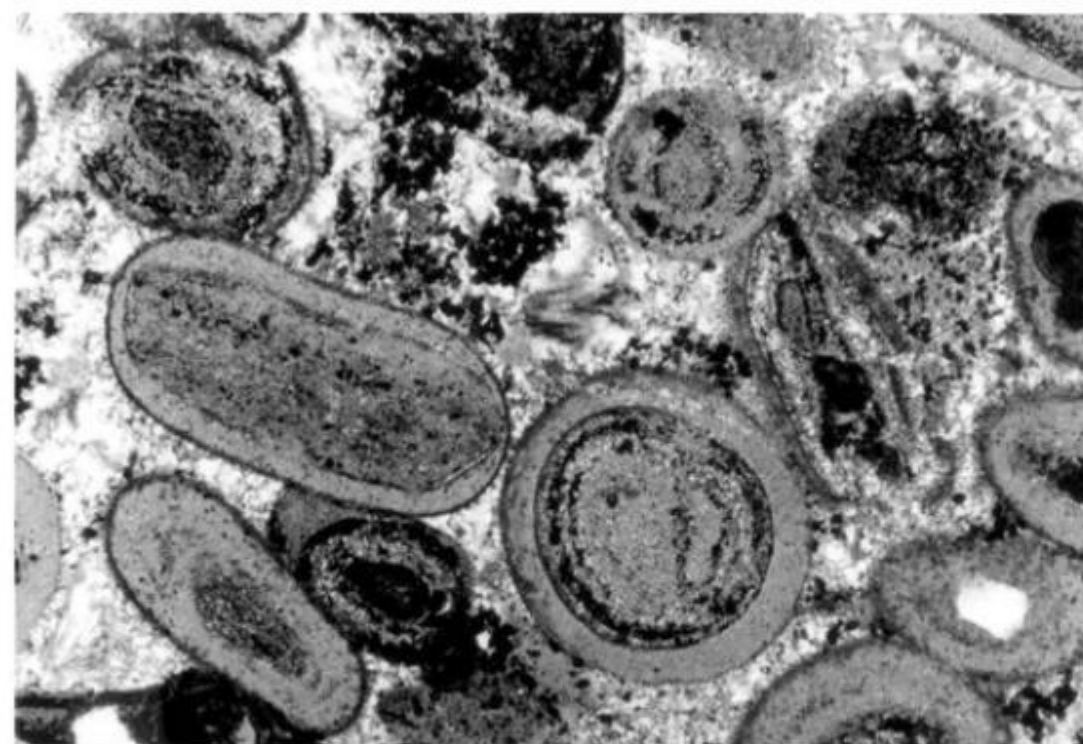



Figura 13.27 Microfotografia de oncólitos silicificados da Formação Caboclo (Mesoproterozoico), Chapada Diamantina Oriental (Bahia).

Referências

AMADOU, I. 2008. Petroleum Assessment of the intracratonic Taoudeni basin, Mali. *In*: *XXXIII International Geological Congress*, Oslo CD-Rom.

AWRAMIK, S. M. 1979. Stromatolite Morphogenesis – Progress and Problems. *Canadian Journal of Earth Sciences*, *16:* 992-1015.

AWRAMIK, S. M. 1984. Ancient stromatolites and microbial mats. *In:* COHEN, Y.; CASTENHOLZ, R. W. & HALVERSON, H. O. (eds.). *Microbial Mats: Stromatolites.* A.R. Liss Inc., New York, p. 1-22.

BERTRAND-SARFATI, J. 1972. Stromatolites columnaires du Précambrien Supérieur, Sahara nord-ocidental. *Centre National de la Recherce Scientifique, ser. Géol.*, *14*: 1-245.

BLACK, M. 1933. The algal sediments of Andros Island, Bahamas. *Phil. Transactions Royal Society*, Ser. B, *222*: 165-192.

BRAITHWAITE, C. R. J. & ZEDEF, V. 1994. Living hydromagnesite stromatolites from Turkey. *Sedimentary Geology*, *92*: 1-5.

BURNE, R. V. & MOORE, L. S. 1987. Benthic Microbial Communities. *Palaios*, *2*: 241-254.

CHAUHAN, D. S. 1979. Phosphate-bearing stromatolites of the Precambrian phosphorite deposits of Udaipur region and their environmental significance and gênesis of phosphorites. *Precambrian Research*, *8*:95-126.

CLOUD, P. E. 1942. Notes on Stromatolites. *American Journal of Science*, *240*: 363-379.

DILL, R. F.; SHINN, E. A.; JONES, A. T.; KELLY, K. & STEINAN, R. P. 1986. Giant subtidal stromatolites forming in normal salinity waters. *Nature*, *324*: 55-58.

DONALDSON, J. A. 1976. Aphebian stromatolites in Canada: Implications for stromatolite zonation. *In:* WALTER, M. R. (ed.). *Stromatolites*. Elsevier Amsterdam, p. 371-380.

EDGALL, H. S. 1989. Proterozoic Salt Basins and Their Role in Hydrocarbon Generation. *Precambrian Research*, *54*:1-114.

FORMIGLI Filho, J. 2008. Santos Basin Pre-Salt Clusters: How to make Production Development, Techical and Economically Feasible. *Rio Oil and Gas 2008*. Rio de Janeiro.

GERDES, G. 2007. Structures left by modern microbial mats in their host sediments. *In:* SCHIEBER, J.; BOSE, P. K.; ERIKSSON, P. G.; SARKAR, S.; ALTERMANN, W. & CATUNEANU, O. (eds.). *Atlas of Microbial Mat Features Preserved within the Siliciclastic Rock Records*. Elsevier. Amsterdam, Boston, New York, Oxford, p. 1-56.

GORBUSHINA, A. N. & KRUMBEIN, W. E. 2000. Subaerial Microbial Mats and Their effects on Soil and Rocks. *In*: RIDING, R. E. & AWRAMIK, S. M. (eds.). *Microbial Sediments*. Springer-Verlag. Berlin, Heidelberg, New York, p. 161-170.

GREY, K. 1989. Handbook for the study of stromatolites and associated structure (second draft). *Stromatolite Newsletter*, *14*: 82-171.

GUNATILAKA, A. 1977. Environmental Significance of Upper Proterozoic Algal Stromatolites from Zambia. *In*: FLUEGEL, E. (ed.). *Fossil Algae: recent Results and Developments*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, p. 74-79.

HALL, J .D. 1883. *Cryptozoon* (*proliferum*) n.g. (and sp.). *New York State Museum*, Ann. Report, 36, p. 6.

HOEK ,C. VAN DEN; MANN, D. G. & JAHNS, H. M. 1998. *Algae. An introduction to phycology*. Cambridge University Press, Cambridge, p. 18-41.

HOFFMANN, H. J. 1969. Attributes of Stromatolites. *Geol. Survey Canada Paper*, *69-69*, 58 p.

HOFFMANN, H. J. 1976. Stromatoid morphometrics. *In:* WALTER, M. R. (ed.). *Stromatolites*. Elsevier Amsterdam, p. 45-54.

JONES, B.; RENAUT, R. W. & ROSEN, M. R. 2000. Stromatolites Forming in Acidic Hot-Spring Waters, North Island, New Zealand. *Palaios*, *15*(5): 450-475.

KALKOWSKY, E. 1908. Oolith und Stromatolith im Norddeustschen Bunt-Sandstein. *Dtsch. Geol. Ges.*, *60*: 68-125.

KEMPKE, S.; KAZMIERCZAK, J.; LANDMANN, G.; KONUK, T.; REIMER, A. & LIPP, A. 1991. Largest known microbiolites discovered in Lake Van, Turkey. *Nature*, London, *349*: 605-608.

KNOLL, A. H. 1985. The distribution and evolution of microbial life in the Late Proterozoic Era. *Annual Review of Microbiology*, *39*: 319-417.

KOMAR, V. A. 1966. Upper Precambrian stromatolites in the north of the Siberian Platform and their stratigraphic significance. *Trans. Geol. Inst. Akad. Nauk. SSSR*, Moscow, v. 154, p. 1-358.

KONONOVA, G. M.; MAKARIKHEN, V. V. & MEDVEDEV, P. V. 1993. Proposed classification of stromatolites. *Stromatolite Nesletter, 16*: 34-37.

KORDE, K .B. 1950. Microscopic structure of stromatolites and types of preserved Cyanophyceae. *Dokl. Akad. Nauk SSSR, 71*(6): 1109-1112.

KOROLYUK, I. K. 1956. The Cambrian dolomites of the Irkutsk Amphiteatre. *Trudy Geol. Inst. Akad. Nauk SSSR, 4*: 51-74.

KOROLYUK, I. K. 1958. The importance of stromatolites for the stratigraphy of Cambrian and Pre-cambrian of southern part of Siberian Platform. *Trudy Akad. Nauk SSSR*, p. 104-109.

KOROLYUK, I. K. 1963. Stromatolites of the Late Precambrian. *In:* KELLER, B. (ed.). *Stratigrafija SSSR*. Moscow, p. 479-498.

FORMIGLI Filho, J. 2008. Santos Basin Pre-Salt Clusters: How to make Production Development, Techical and Economically Feasible. *Rio Oil and Gas 2008*. Rio de Janeiro.

KRYLOV, I. N. 1963. Columnar branching stromatolites of the Riphean deposits of the Southern Ural and their significance for the Upper Precambrian. *Trudy Geol. Inst. Akad. Nauk SSSR, 69*, p. 133.

KRYLOV, I. N. 1976. Approaches to the classification of stromatolites. *In:* WALTER, M. R. (ed.). *Stromatolites*. Elsevier Amsterdam, p. 31-43.

LOGAN, B. W.; REZAK, R. & GINSBURG, R. N. 1964. Classification and environmental significance of algal stromatolites. *Journal of Geology, 72*: 68-83.

MACNAMARA, K. J. & AWRAMIK, S. M. 1992. Stromatolites: a key to understanding the early evolution of life. *Science Progress, 76*: 345-364.

MASLOV, V. P. 1937. Atlas of Carbonate Rocks. *ONTI*, Moscow, 143 p.

MASLOV, V. P. 1953. Principles of nomenclature and systematics of stromatolites. *Izv. Akad. Nauk SSSR, ser. Geol., 4*: 105-112.

MASLOV, V. P. 1960a. *Stromatolite*. Akad. Nauk SSSR, Moscow. 187 p.

MASLOV, V. P. 1960b. Stromatolites. *Trudy Geol. Inst. Akad. Nauk SSSR, 41*: 88 p.

PIA, J. 1927. Thallophyta. *In*: HIRNER, M. (ed.). *Handbuch der Palaobotanik*. Oldenburg, Berlin, Abs. *1*, p. 31-136.

PLANASKY, N. & GINSBURG, R. N. 2009. Taphonomy of Modern Marine Bahamian Microbiolites. *Palaios, 24*:5-17.

PREISS, W. V. 1976. Basic field and laboratory methods for the study of stromatolites. *In:* WALTER, M. R. (ed.). *Stromatolites*. Elsevier, Amsterdam, p. 5-13.

RAABEN, M. E. 1969. Columnar stromatolites and Late Precambrian stratigraphy. *American Journal of Science, 267*: 1-18.

RAABEN, M. E. & SINHA, A. K. 1989. Classification of stromatolites. *Himalayan Geology*, v. 13, Dehradun (India), p. 78-92.

RASMUSSEN, G. 2005. Evidence of pervasive petroleum generation and migration in 3,2 and 2,63 billion-year old shales. *Geology*, p. 497-500.

REID, P.; DUPRAZ, C. D.; VISSCHER, P. T. & SUMMER, D. Y. 2003. Microbial Processes Forming Marine Stromatolites. *In*: KRUMBEIN, W. E.; PATERSON, D. M. & ZAVARZIN, G. A. (eds.). *Fossil and Recent Biofilms: A Narural History of Life on Earth*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, p. 103-118.

RENAUT, R. W. & JONES, B. 2000. Microbial Precipitates Around Continental Hot Springs and Geysers. *In*: RIDING, R. E. & AWRAMIK, S. M. (eds.). *Microbial Sediments*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York, p. 187-195.

SCHIEBER, J.; BOSE, P. K.; ERIKSSON, P. G.; SARKAR, S.; ALTERMANN, W. & CATUNEANU, O. 2007. *Atlas of Microbial Mat Features Preserved within the Siliciclastic Rock Records*. Elsevier. Amsterdam, Boston, New York, Oxford.

SEMIKHATOV, M. A. & KOMAR, V. A. 1965. Applicability of formal species of columnar stromatolites in the interregional correlation of Riphean Sediments. *Dokl. Akad. Nauk SSSR, 165*(6): 1383-1386.

SEMIKHATOV, M. A.; GEBELEIN, C. D.; CLOUD, P.; AWRAMIK, S. M. & BEMORE, W. C. 1979. Stromatolite morphogenesis – progress and problems. *Canadian Journal of Earth Sciences, 16*: 992-1015.

SEREBRYAKOV, S. N. 1976. Biotic and abiotic factors controling controlling the morphology of Riphean stromatolites. *In:* WALTER, M. R. (ed.). *Stromatolites*. Elsevier, Amsterdam, p. 321-336.

STEEL, J. H. 1825. A description of the Oolitic Formation lately discovered in the country of Saratoga and State of New York. *American Journal of Science*, ser. 1, *9*: 16-19.

TEWARI, V. C. 1993. Archaean, Proterozoic and Lower Cambrian Stromatolites from India. *Stromatolite Newsletter, 16*: 49.

VANYO, J. F. & AWRAMIK, S. M. 1985. Stromatolites and Earth-Sun-Moon Dynamics. *Precambrian Research*, Amsterdam, *29*: 121-142.

VOLOGDIN, A. G. 1962. The most ancient algae of the USSR. *Akad. Nauk SSSR*, Moscow, 656 p.

WALCOTT, C. D. 1914. Cambrian Geology and Paleontology III: Precambrian Algonkian Algal Flora. *Smithsonian Misc. Coll., 64*: 77-156.

WALTER, M. R. 1972. Stromatolites and biostratigraphy of the Australian Precambrian and Cambrian. *Paleontol. Assoc. London*, Spec. Paper, *11*: p. 190.

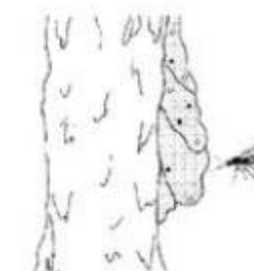
WALTER, M. R. (ed.). 1976. *Stromatolites*. Elsevier, Amsterdam, 790 p.

WRIGHT, V. P. 1984. Peritidal carbonate facies models: a review. *Geological Journal, 19*: 305-325.

ZHU SHIXING. 1982. An outline of studies on the Precambrian stromatolites of China. *Precambrian Research, 18*: 367-396.

14

Âmbar

Ismar de Souza Carvalho
Ricardo Pereira
Débora de Almeida Azevedo
Maria Aparecida de Carvalho

Diferentes grupos de vegetais, dentre as gimnospermas e angiospermas, podem produzir substâncias resinosas, as quais, quando em contato com o ar sofrem polimerização e endurecem. Os vegetais produzem resinas como uma forma de proteção à ação de fungos, bactérias, insetos e outros organismos que possam causar danos em seus tecidos. Além da função de proteção, as resinas relacionam-se a aspectos fisiológicos das plantas, tais como um crescimento diferenciado dos tecidos vegetais, e mesmo a atração de insetos através dos terpenos voláteis. O produto da "fossilização" das resinas vegetais é o que denominamos de âmbar.

O âmbar é o resultado da transformação das resinas produzidas pelos vegetais que sofreram soterramento e efeitos de diagênese e catagênese, praticamente sem a alteração dos compostos químicos originais. O processo de modificação da resina em âmbar demanda consequentemente tempo, e o estágio intermediário desta modificação é conhecido como copal ou resina subfóssil. A dureza, coloração e densidade do copal diferem nitidamente do âmbar, que possui idade de apenas alguns milhares de anos, enquanto o âmbar remonta a milhões. As modificações químicas que conduzem à polimerização das resinas, com a posterior formação do âmbar são designadas de **ambarização** (Pike, 1993).

Por outro lado, o uso variável de termos, como resina fóssil, âmbar e resinita, tem levado à considerável confusão. Em diversos casos, os termos são usados similarmente, enquanto em outros as conotações são muito restritivas (Langenheim, 2003). Na literatura europeia antiga, por exemplo, o termo âmbar foi usado especificamente para a succinita, a principal variedade mineralógica descrita para o âmbar báltico. Hoje, por outro lado, âmbar é geralmente considerado como sinônimo de resina fóssil (ou mais corretamente, resina fossilizada), havendo, contudo, diferentes âmbares identificados geograficamente. Yamamoto *et alii* (2006), por exemplo, relacionam os termos succinita, gedanita, glessita e estantienita para âmbares com diferentes propriedades físico-químicas encontrados na Alemanha. Resinita é um termo também frequentemente usado por geoquímicos para incluir todas as categorias de resinas fósseis. Anderson (1997), por outro lado, sugeriu que os termos **âmbar e resina fóssil** devem ser usados como sinônimos para descrever **material resinoso macroscópico**, enquanto o termo **resinita** deve ser reservado apenas para **material resinoso microscópico**.

Da mesma maneira que outros tipos de material orgânico, as características estruturais das resinas polimerizadas sofrem mudanças regulares ao longo do tempo geológico em resposta a diversos fatores. Essas

mudanças progressivas, refletindo tanto a idade quanto a história deposicional, são consideradas coletivamente como **maturação**. Com o incremento da idade, a maturação de uma dada resina também aumentará, mas a taxa a que isso ocorre depende tanto das condições geológicas reinantes quanto da composição química da resina. Portanto, maturidade e idade não podem ser geralmente correlacionadas (Langenheim, 2003).

Isso leva a uma outra questão, ou seja, quando os processos de maturação tornam a resina fossilizada? Esta pergunta é uma das mais persistentes e controversas na caracterização do âmbar, considerando que diversos pesquisadores utilizam termos como "copal", "âmbar jovem", 'âmbar subfóssil" e "resina subfóssil". Para resolver esta questão, Anderson (1997) propôs uma escala baseada em datação por carbono-14 determinando que:

i) resinas com idades superiores a 40 mil anos devem ser consideradas **resinas fossilizadas** (ou âmbares);
ii) resinas com idades entre 5 mil e 40 mil anos são **resinas subfósseis**;
iii) resinas com idades entre 250 anos e 5 mil anos são **resinas antigas**;
iv) resinas com até 250 anos de idade são **resinas modernas ou recentes.** Nesse contexto, o termo copal se aplicaria às resinas com idades entre 250 e 40 mil anos.

Em função da diversidade dos vegetais que secretam resinas, sua constituição química é bastante variada. Porém possuem, em todos os casos, **terpenos** em sua composição, que são os responsáveis pelos diferentes aromas exalados pelas resinas e âmbares (Grimaldi, 1996a). Alguns terpenos são muito voláteis e se dissipam rapidamente no ar durante o processo de polimerização da resina; outros mantêm-se como parte integrante da resina endurecida, mesmo no estágio de âmbar. A fração volátil consiste normalmente em monoterpenos, sesquiterpenos e alguns diterpenos; a não volátil é composta primariamente por ácidos carboxílicos diterpênicos e, às vezes, por ácidos triterpenoides. Outros constituintes podem ser álcoois, aldeídos, ésteres e substâncias amorfas neutras não saponificáveis (resenos). Também podem ocorrer pequenas quantidades de substâncias não terpenoides (Langenheim, 1969).

Deve ser esclarecido também que existem além das resinas (constituídas por terpenos e compostos fenólicos), diversos outros metabólitos provenientes das plantas que frequentemente são erroneamente associados à formação do âmbar. Todos eles diferem nitidamente em sua composição molecular, existindo, por exemplo: seivas bruta (solução aquosa contendo diversos sais minerais) e elaborada (constituída por carboidratos), gomas e mucilagens (formadas por polissacarídeos diversos), gorduras e graxas (formadas por ácidos graxos) e látex (constituído por uma mistura complexa que inclui terpenos, compostos fenólicos e carboidratos) (Langenheim, 2003). De todos, os únicos que originam o âmbar e apresentam potencial de preservação no registro geológico são as resinas.

A produção de substâncias resinosas pelos vegetais remonta ao Paleozoico, tendo sido detectada em gimnospermas do Carbonífero (Coniferales). Entretanto, é a partir do Triássico que encontramos maior abundância de âmbar no registro geológico.

> Há, contudo, uma ocorrência de âmbar mais antiga. Viana *et alii* (2001) relataram a presença de âmbar (amostra com aproximadamente 2 cm de diâmetro) nos arenitos da Formação Cabeças (Bacia do Parnaíba, Devoniano). Apesar de durante o Devoniano serem desconhecidos vegetais capazes de secretar volumes tão expressivos de resina, Stubblefield *et alii* (1985) observaram em traqueídeos de progimnospermófitas, atacados por fungos, do Devoniano Superior, a presença de inclusões micrométricas (1,8-50,0 μm) de âmbar.

As coníferas são normalmente consideradas como os únicos vegetais que originaram os âmbares encontrados nas rochas sedimentares. Entretanto, as plantas que secretam quantidades significativas de resinas atualmente, são na maioria tropicais. Todos os gêneros de coníferas, primariamente de clima temperado, sintetizam resinas, mas somente as Pinaceae e Araucariaceae produzem quantidades apreciáveis. Nas áreas tropicais as angiospermas Leguminosae e Dipterocarpaceae são grandes produtoras. Outras que também sintetizam significativamente são Anacardiaceae, Burseraceae, Guttiferae, Styracaceae, Hamamelidaceae, Rubiaceae, Umbelliferae, Zygophyllaceae, Palmae, Liliaceae, Euphorbiaceae, Convolvulaceae e Compositae (Langenheim, 1969; Hueber & Langenheim, 1986).

> A análise química de âmbares cretácicos das Bacias do Amazonas, Araripe, Parnaíba e Recôncavo foi uma ferramenta importante na conclusão de que os vegetais que os originaram eram coníferas possivelmente da família Araucariaceae. Os principais compostos químicos da fração solúvel são diterpenos de diversas classes (abietanos, pimaranos, labdanos), havendo também uma contribuição menor de mono e sesquiterpenos. Ocorrem também diversos produtos diagenéticos originados a partir dos diterpenos, tais como alquil-benzenos, alquil-naftalenos e alquil-hidronaftalenos. (Carvalho, 1998; Carvalho & Carvalho, 2000; Carvalho *et alii*, 2001; Pereira, 2006; Pereira *et alii*, 2006a, 2006b).

Muitas amostras de âmbar podem apresentar inclusões. Essas têm origem inorgânica ou orgânica, e são incorporadas às resinas durante a cicatrização de superfícies "machucadas" do vegetal; são, assim, contemporâneas ao processo de endurecimento da substância viscosa recém-exudada. As inclusões de origem inorgânica abrangem solo, poeira vulcânica, grânulos minerais, gotículas de água (produtos de condensação da umidade ou de chuvas então existentes) e gases, que são encontrados sob a forma de pequenas bolhas. As substâncias gasosas poderiam inclusive indicar a composição de antigas atmosferas terrestres. No entanto, Roedder (1984) destaca também que o âmbar pode fornecer amostras de antigas atmosferas possivelmente modificadas por vários processos diagenéticos, mas ainda merecendo estudos cuidadosos. Bellis & Wolberg (1991) apresentaram a composição química de inclusões fluidas presentes em âmbares cretácicos provenientes dos EUA, determinando que a composição atmosférica quando os gases foram aprisionados na resina compreendia 74% de N_2, 25% de O_2 e 1% de argônio.

Já aquelas de origem orgânica compreendem bactérias, pólens, esporos, fragmentos vegetais, flores, insetos, aracnídeos e mesmo pequenos vertebrados, que foram aprisionados pelas condições viscosas da superfície e posteriormente envolvidos por sucessivas camadas de resina (figura 14.1).

> Poinar Jr. (1992) observou que insetos, tais como abelhas contidas em âmbar da República Dominicana (Oligo–Mioceno), se utilizariam das resinas para a construção das colmeias, como fazem algumas espécies atuais. A abundância de abelhas como inclusões no âmbar poderia, assim, resultar desse "comportamento de risco", o qual facilitaria seu aprisionamento na superfície pegajosa do material em exudação.

Características Físicas e Químicas dos Âmbares

A composição química da resina, sua resistência à degradação oxidativa e ataque microbiano, a quantidade sintetizada, secretada e acumulada, bem como o contexto deposicional, determinam a probabilidade de a resina ser preservada como âmbar (Langenheim, 1969).

O âmbar, apesar de ser designado como resina "fóssil", demonstra poucas alterações químicas em relação à resina vegetal original, tendo uma composição totalmente orgânica (Grimaldi, 1996a). Trata-se de material orgânico amorfo, de aparência transparente à opaca, índice de refração 1,5 e brilho resinoso a vítreo. Não possui nem birrefringência, nem pleocroísmo, sendo que alguns tipos de âmbar podem apresentar forte fluorescência quando submetidos à luz ultravioleta. A fratura é do tipo conchoidal e o peso específico em torno de 1,08. A coloração é tipicamente amarela, mas pode haver grande variação em função dos diferentes tipos de inclusões (matéria orgânica, líquidos e gases), gerando cores em tons de azul, verde, laranja, vermelho e marrom (Gemological Institute of America, 1995). Também ocorrem âmbares branco e preto. A coloração branca deve-se às bolhas de ar em seu interior, e a preta, às inclusões de partículas de solo e material de origem vegetal (Dahlström & Brost, 1996).

A forma do âmbar tem relação com o modo como a resina sofreu endurecimento: se interna ou externamente ao tronco da árvore (Dahlström & Brost, 1996). As formas são arredondadas, cilíndricas, gotas ou discoidais. Aquelas que têm aspecto cilíndrico (mostram-se geralmente transparentes) resultam da exudação e escorrimento pelo tronco. As formas em disco originam-se em espaços (fraturas) no interior da árvore, ou quando a resina sofre achatamento ao cair como gotas sobre o solo (figura 14.2). Podem também apresentar um acamamento interno resultado de sucessivos fluxos de exudação intercalados por períodos de endurecimento da resina (figura 14.3).

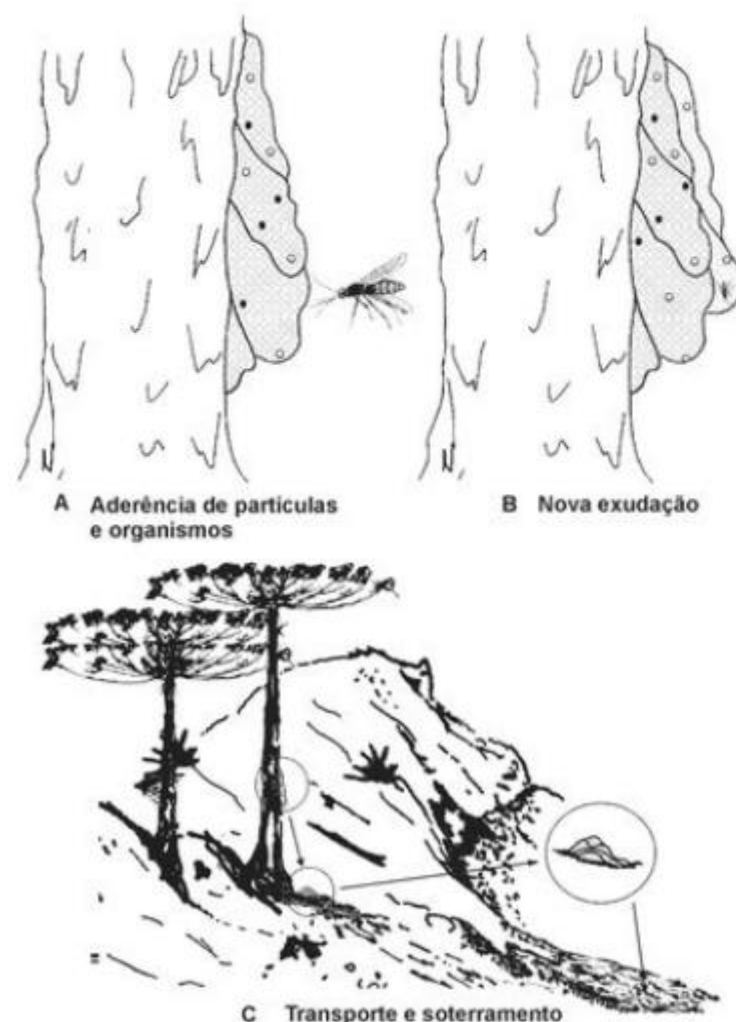



Figura 14.1 Formação de inclusões orgânicas e inorgânicas em resinas. (A) Exudação da substância resinosa gerando uma superfície viscosa e aderência de organismos ou substâncias líquidas. (B) Nova exudação com o envolvimento total de organismos, gotículas d'água e/ou oxigênio atmosférico. (C) Posteriormente, com a morte da planta ou desagregação de sua superfície, o material resinoso será transportado e depositado. Seu soterramento e "diagênese" (ambarização) o transformarão em âmbar.

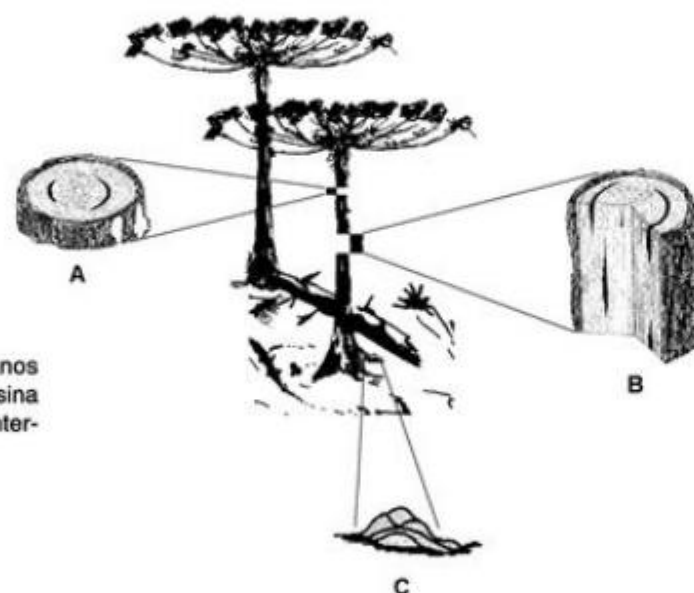



Figura 14.2 Produção de resinas após danos causados aos tecidos vegetais. A morfologia da resina endurecida será distinta se produzida externa ou internamente ao vegetal.

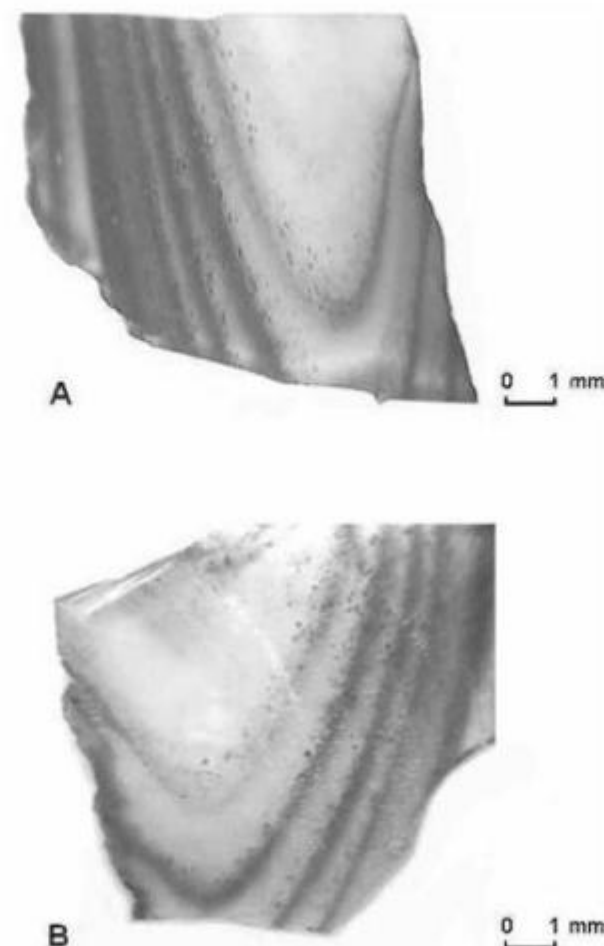



Figura 14.3 Acamamento interno em âmbar da Bacia do Recôncavo, Formação Maracangalha (Cretáceo Inferior). (A), (B) Sucessivos fluxos de exudação intercalados por períodos de endurecimento da resina com inclusões de possíveis fragmentos vegetais carbonificados (pontos escuros). Coleção UFRJ-DG 762 Pb.

A designação mineralógica original do âmbar é **succinita**, que o relaciona à espécie de conífera *Pinus succinifera*, a qual é tida como grande produtora de resinas. Existem, porém, diferentes termos mineralógicos para o âmbar, dependendo essencialmente de sua proveniência. Dessa forma, temos a burmita (âmbar oriundo de Burma), rumanita (proveniente da Romênia), gedanita (de Gdansk, Polônia). A coloração de cada um desses âmbares é distinta, o que reforçou as diferentes denominações.

A composição química dos âmbares e resinas é bastante diversificada (Gough & Mills, 1972) e, dependendo do tipo de vegetal, muitos serão os compostos orgânicos existentes. As principais classes estruturais de diterpenoides encontradas na geosfera, por exemplo, compreendem labdanos, abietanos, pimaranos, podocarpanos, kauranos e filocladanos (figura 14.4) (Simoneit *et alii*, 1986). Tais compostos podem servir como biomarcadores do grupo vegetal que secretou a resina original, sendo relacionados com famílias, tais como Araucariaceae, Podocarpaceae, Cupressaceae e Pinaceae (Otto & Wilde, 2001). O reconhecimento desses compostos pode ser feito por Cromatografia Gasosa acoplada à Espectrometria de Massas (CG-EM), e complementados por outras técnicas analíticas, como Análise Alementar (razão H/C), Espectrometria no Infravermelho por Transformada de Fourier e Espectrometria de Ressonância Magnética Nuclear de Carbono 13 (Grimaldi *et alii*, 1989, 1994a, 1994b; Lambert *et alii*, 1988; Langenheim & Beck, 1968; Silva *et alii*, 2002). Os valores obtidos para os percentuais de carbono (C) e hidrogênio (H), através da análise elementar, pouco variaram em resinas e âmbares, independentemente da idade e da origem desses materiais.

A CG-EM permite a separação individual dos componentes químicos extraídos do âmbar bem como a elucidação da estrutura molecular de tais compostos. Além desta técnica, o uso da pirólise em conjunto com a CG-EM (Py-CG-EM) também permite uma análise detalhada da composição molecular do âmbar. Âmbares de diversas regiões do mundo (e.g., Canadá, Israel, República Dominicana, Nova Zelândia, Polônia, Alemanha) e com diferentes idades (desde o Cretáceo Inferior até o Pleistoceno) tem sido analisados quimicamente com o objetivo de se determinar sua origem botânica, sendo a CG-EM e a Py-CG-EM as principais técnicas analíticas utilizadas (Alonso *et alii*, 2002; Anderson, 2006; Bray & Anderson, 2008; Czechowski *et alii*, 1996; Grimalt *et alii*, 1988; Mills *et alii*, 1984; Otto *et alii*, 2002; Pereira *et alii*, 2006a).

Os âmbares encontrados em nossas bacias sedimentares distribuem-se principalmente por áreas cretácicas, apesar de uma ocorrência devoniana (Viana *et alii*, 2001). Já foram identificados nas Bacias do Amazonas (Formação Alter do Chão), Araripe, (formações Rio da Batateira e Santana), Parnaíba (Formação Itapecuru) e Recôncavo (Formação Maracangalha), tendo sua afinidade paleobotânica relacionada às coníferas, possivelmente à família Araucariaceae (Carvalho

et alii, 1999; Castro *et alii*, 1970; Cardoso *et alii*, 1999; Cardoso, Costa & Andrade, 2001; Dino *et alii*, 1999; Fróes de Abreu, 1937; Paula-Freitas *et alii* , 2007; Pereira *et alii*, 2006a, 2006b; Pereira *et alii*, 2007a). Ocorrem também em rochas terciárias (Langenheim & Beck, 1968), tais como a da Formação Pirabas, Mioceno do Estado do Pará (figura 14.5 e tabela 14.1).

Figura 14.4 Estruturas químicas hidrocarbônicas básicas dos principais diterpenoides encontrados nos âmbares. (A) Labdano. (B) Abietano. (C) Pimarano. (D) Podocarpano. (E) Kaurano. (F) Filocladano.

Figura 14.5 Fotografias de âmbares brasileiros. (A) Âmbares da Bacia do Amazonas, Formação Alter do Chão (Pereira *et alii*, 2006a). Coleção UFRJ – Departamento de Geologia 759 Pb. (B) Âmbar da Bacia do Recôncavo, Formação Maracangalha. Observar o material vegetal carbonizado (nódulo escuro, parte superior esquerda) associado ao âmbar (indicado pela seta). (C), (D) Âmbares da Bacia do Araripe, Formação Santana, antes e após sua remoção da matriz calcárea (Pereira *et alii*, 2007a).

Tabela 14.1 Resinas fósseis do Brasil

BACIA	PROVENIÊNCIA	UNIDADE ESTRATIGRÁFICA	IDADE	CONTEXTO PALEOAMBIENTAL	COMPOSIÇÃO QUÍMICA	AFINIDADE PALEOFLORÍSTICA	TIPO DE RESINA	AUTORES
Bacia hidrográfica do Rio Amapari	Margem do Rio Amapari, Amapá	–	Quaternário	Fluvial	Sesquiterpenos: cubebeno, cis e transcariofileno, elemento, selineno, humuleno, cadineno. Diterpenos: copalato de metila, manool, eperuato de metila, cativato de metila	Magnoliophyta Leguminosae	Copal	Carvalho (1998) Carvalho *et alii* (1999) Carvalho *et alii* (1999)
Amazonas	Jutaí, Pará	–	Quaternário	Fluvial	Sesquiterpenos: curcumeno, cubebeno, selimeno, bergamoteno, transcariofileno, humuleno. Diterpenos: manool, cativato de metila	Magnoliophyta Leguminosae	Copal	Carvalho (1998) Carvalho *et alii* (1999) Carvalho *et alii* (2000)
Pirabas	Capanema, Pará	Formação Pirabas	Mioceno	Marinho litorâneo	Desconhecida	Magnoliophyta Leguminosae	Âmbar	Langenheim & Beck (1968)
Amazonas	Poço 9-Fz-28-AM Fazendinha, Amazonas	Formação Alter do Chão	Albiano (Cretáceo Inferior)	Fluvial meandrante-lacustre	Monoterpenos: fenchona, cânfora. Diterpenos: 15,16,17-trisnorabieta-8,11,13-trieno,16,17,19-trisnorabieta-8,11,13-trieno, 7-oxo-16,17,18-trisnorabieta-8,11,13-trieno, ácido 16,17-bisnordeidroabiético, abietatrienona, 16,17-bisnordeidroabietato de metila, deidroisopimarato de metila	Coniferophyta Araucariaceae	Âmbar	Dino *et alii* (1999) Pereira (2006) Pereira *et alii* (2006a, 2006b)
Parnaíba	Jundiaí, margem direita do Rio Itapecuru, Município de Itapecuru-Mirim, Maranhão	Formação Itapecuru	Albiano (Cetáceo Inferior)	Flúvio-lacustre	Monoterpenos: fenchona, cânfora, álcool, fenchílico, endoborneol. Diterpenos: 18-nor-13-metil-podocarpatrieno, ácido 13-metil-podocarpa-8,11,13-trieno, 8(14),15-pimaradien-18-oato, deidroisopimarato de metila	Coniferophyta Araucariaceae	Âmbar	Carvalho (1998) Carvalho *et alii* (1999) Carvalho *et alii* (2000) Carvalho & Carvalho (2001)
Araripe	Sítio do Oiti, 2 km de Santana do Cariri, Ceará	Formação Santana (Membro Crato)	Aptiano-Albiano (Cretáceo Inferior)	Lacustre	Desconhecida	Coniferophyta	Âmbar	Cardoso *et alii* (1999)
Araripe	Riacho do Boi, Fazenda Barriguda, Município de Porteiras, CE	Formação Santa (Membro Crato)	Aptiano (Cretáceo Inferior)	Flúvio-lacustre	Desconhecida	Coniferophyta	Âmbar	Castro *et alii* (1970)
Araripe	Riacho do Jacú, 3 km da cidade de Nova Olinda, Ceará	Formação Santana (Membro Crato)	Aptiano (Cretáceo Inferior)	Flúvio-lacustre	Desconhecida	Coniferophyta	Âmbar	Cardoso *et alii* (2001)
Araripe	Nova Olinda, Ceará	Formação Santana (Membro Crato)	Aptiano (Cretáceo Inferior)	Flúvio-lacustre	Desconhecida	Coniferophyta Araucariaceae	Âmbar	Martill *et alii* (2005)

(*continua*)

Tabela 14.1 Resinas fósseis do Brasil (*continuação*)

BACIA	PROVENIÊNCIA	UNIDADE ESTRATIGRÁFICA	IDADE	CONTEXTO PALEOAMBIENTAL	COMPOSIÇÃO QUÍMICA	AFINIDADE PALEOFLORÍSTICA	TIPO DE RESINA	AUTORES
Araripe	Mina da Pedra Branca, Nova Olinda, Ceará	Formação Santana (Membro Crato)	Aptiano (Cretáceo Inferior)	Flúvio-lacustre	Monoterpeno: cânfora. Sesquiterpeno: calameneno. Diterpenos: 16,17,19-trisnorabieta-8,11,13-trieno, 16,17-bisnordeidroabietano, 7-oxo-16,17,18-trisnorabieta-8,11,13-trieno, ácido 16,17-bisnordeidroabiético, abietatrienona, 16,17-bisnordeidroabietato de metila, deidroisopimarato de metila.	Coniferophyta Araucariaceae	Âmbar	Pereira (2006) Pereira *et alii* (2006a, 2006b)
Araripe	Mina da Pedra Branca, Nova Olinda, Ceará	Formação Santana (Membro Crato)	Aptiano (Cretáceo Inferior)	Flúvio-lacustre	Desconhecida	Coniferophyta	Âmbar	Pereira *et alii* (2007a)
Recôncavo	Ponta de Toque-Toque, São Tomé de Paripe, Bahia	Formação Maracangalha	Barremiano-Berriasiano (Cretaceo Inferior)	Flúvio-estuarino	C[illegible]H[illegible]O[illegible]S	Coniferophyta	Âmbar	Fróes de Abreu (1937)
Recôncavo	Ponta da Sapoca, Salvador, Bahia	Formação Maracangalha	Barremiano-Berriasiano (Cretáceo Inferior)	Lacustre profundo	Sesquiterpeno: calameneno. Diterpenos: 18-nor-13-metil-podocarpatrieno,	Coniferophyta Araucariaceae	Âmbar	Carvalho (1998) Carvalho *et alii* (1999) Carvalho *et alii* (2000) Carvalho & Carvalho (2001)
Recôncavo	Ponta da Sapoca, Salvador, Bahia	Formação Maracangalha (Membro Caruaçu)	Barremiano-Berriasiano (Cretáceo Inferior)	Lacustre profundo	Monoterpeno: cânfora. Sesquiterpeno: calameneno. Diterpenos: 15,16,17-trisnorabieta-8,11,13-trieno, 16,17,19-trisnorabieta-8,11,13-trieno, 16,17-bisnordeidroabietano, 7-oxo-16,17,18-trisnorabieta-8,11,13-trieno, ácido 16,17-bisnordeidroabiético, ácido isopimar-7-en-18-óico, abietatrienona, 16,17-bisnordeidroabietano de metila, deidroisopimarato de metila.	Coniferophyta Araucariaceae	Âmbar	Pereira (2006) Pereira *et alii* (2006a, 2006b)
Parnaíba	Oiti, Município de Pimenteira, Piauí	Formação Cabeças	Givetiano-Frasniano (Devoniano Médio-Superior)	Flúvio-estuarino	Desconhecida	Desconhecida	Âmbar	Viana *et alii* (2001)

Preservação de Organismos no Âmbar

As análises químicas realizadas por Grimalt *et alii* (1988) demonstraram que a matéria orgânica de amostras de âmbar denotam alto grau de preservação (razão hidrogênio/carbono próxima à das resinas atuais), indicando uma diagênese preferencialmente através da **polimerização**. A **aromatização**, que é comum em carvões e petróleos, ocorre já no estágio inicial de diagênese, com decréscimos significativos da relação hidrogênio/carbono (Carvalho, 1998).

O âmbar funciona como um meio totalmente inerte, e por isso de grande importância na fossilização. Sua própria origem – como resina cicatrizante – que impede a oxidação e o ataque de bactérias, fungos e outros organismos aos tecidos vegetais o tornam um "microambiente" bastante especial para preservação de animais e vegetais que viveram há milhões de anos (figura 14.6). Nesse microambiente temos a matéria orgânica original, sem que tenham ocorrido substituições ou mesmo modificações maiores nos aspectos bioquímicos dos organismos que foram englobados pela resina. Tal situação poderia ser explicada pela observação de Grimalt *et alii* (1988) de que a similaridade entre as proporções de hidrogênio e carbono em resinas recentes e fósseis estaria relacionada ao processo de polimerização, indiferente do grau de diagênese a que as amostras estivessem submetidas. Nos demais ambientes geológicos, uma das características do processo de fossilização é a alteração dessa relação H/C (decréscimo), o que se daria por processos de aromatização, à semelhança do que ocorre com os carvões, óleos e outros materiais orgânicos.

O potencial de preservação do âmbar é tão grande que até mesmo fragmentos de DNA têm sido recuperados de organismos que nele estão inclusos, fato relevante para os estudos sobre evolução dos vegetais e animais (De Salle *et alii*, 1992; Pääbo, 1993; Poinar *et alii*, 1993). O mais antigo DNA isolado é proveniente de um coleóptero cretácico (120-135 Ma) do Líbano. Em função da antiguidade de tal registro, Cano *et alii* (1993) concluíram que a grande maioria de restos animais preservados em âmbar poderiam ter seu DNA extraído. Nasce assim na concepção de Dalström & Brost (1996) uma nova área de pesquisa – a paleontologia molecular.

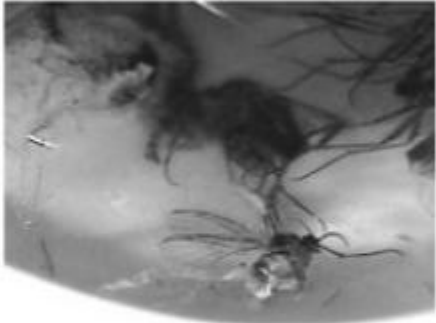



Figura 14.6 Âmbar do Eoceno de Palmniken, região de Kaliningrado (Rússia), com inclusões de insetos (dípteros). (A) Exemplar UFRJ-DG 048 Ins. (B) Espécimen UFRJ-DG 049 Ins.

Grimaldi (1996a) ressalta que a preservação de pequenos organismos, pelo fluido resinífero original, deve ter sido muito rápida, devido à virtual ausência de decomposição. Propôs que um fluido muito volátil na resina, talvez um terpeno, penetraria rapidamente pelas paredes do corpo e dentro dos tecidos desses organismos, fixando-os. A água deve ter sido extraída durante esse processo, já que há até mesmo a preservação do DNA, o que só pode ocorrer através da desidratação (Poinar *et alii*, 1996a). Além da desidratação, teriam existido processos de fixação similares ao embalsamamento. As propriedades antibióticas das resinas representariam também outro fator importante na preservação. Quando os organismos fossem encapsulados pelo fluxo de resina, os processos de fixação, desidratação e esterilização começariam imediatamente. Como a resina endurece rapidamente, ocorreria um fechamen-

to hermético das inclusões. Assim, os detalhes anatômicos de alguns organismos, em especial insetos, podem ser analisados. Incluem-se até mesmo músculos, pelos, membranas e organelas celulares, viabilizando o conhecimento integral dos espécimens fossilizados. Tal fato possibilita estudos como os de Wilson *et alii* (1967) em que são analisadas as relações filogenéticas entre insetos não sociais e sociais (Formicidae – formigas), a partir dos excelentes fósseis encontrados em âmbar cretácico.

Quanto aos aspectos tafonômicos envolvidos na preservação de organismos em âmbar, destaca-se que o aprisionamento de insetos em resinas, por exemplo, depende de fatores, tais como a viscosidade da resina, o comportamento e o hábitat dos organismos a serem preservados, bem como diversos outros fatores biológicos. Para ampliação de conhecimentos, recomenda-se a leitura do trabalho de Martinez-Delclòs *et alii* (2004).

Poinar Jr. & Hess (1982) analisaram a ultraestrutura celular do tecido de um díptero fóssil preservado em âmbar proveniente da região do Mar Báltico, identificando fibras musculares e organelas celulares (núcleo, ribossoma, gotas de lipídios, retículo endoplasmático e mitocôndria) através do uso de microscópio eletrônico de transmissão. A evidência de organelas celulares é um caso extremo de mumificação, já que se trata de material com cerca de 40 Ma. A preservação é atribuída à desidratação conjugada com a presença de compostos da resina original, que funcionaram como fixadores naturais. Outros estudos sobre aspectos de tecidos mumificados em animais e vegetais preservados em âmbares através do uso do microscópio eletrônico de varredura (MEV) e microscópio eletrônico de transmissão (MET) podem ser encontrados em Grimaldi *et alii* (1994b) e Poinar *et alii* (1996b).

Encontramos como inclusões de origem orgânica no âmbar inúmeros espécimens, cuja morfologia e detalhes anatômicos estão totalmente preservados. Vegetais e animais de várias idades e regiões do mundo têm assim uma preservação que transcende em qualidade, o que é habitual considerarmos como um bom fóssil (figura 14.6). Os invertebrados preservados em âmbar compreendem insetos (80% do total das inclusões conhecidas), termitas, aracnídeos, moluscos, anelídeos, nematódes e crustáceos. Os vertebrados são anfíbios, pequenos répteis e elementos isolados, tais como penas, pelos de mamíferos, peles e escamas de répteis, fezes e impressões de pegadas. Bactérias, fungos e vegetais representados por algas, musgos, folhas, flores, frutos e pólens também são frequentes. Segundo Dahlström & Brost (1996), apenas no âmbar oriundo da região do Mar Báltico já foram identificadas 750 espécies vegetais.

Os diferentes fósseis em âmbares do Cretáceo Inferior do Líbano demonstram a potencialidade do uso das inclusões de origem orgânica na reconstituição paleoambiental. A diversidade de protozoários, fungos, plantas, invertebrados e mesmo um vertebrado, presentes como inclusões, viabilizaram a reconstituição do ecossistema terrestre tendo como base as resinas fósseis (Poinar Jr. & Milki, 2001).

No Brasil não existem registros de macroinclusões orgânicas em âmbar. No entanto, existem três registros consistindo em microinclusões de natureza palinológica. Martill *et alii* (2005) relataram a presença de hifas de fungos preservadas em âmbares proveniente da Bacia do Araripe (Formação Santana, Membro Crato). Pereira *et alii* (2006c) descreveram possíveis esporos de fungos preservados em um âmbar da Bacia do Amazonas (Formação Alter do Chão). Paula-Freitas *et alii* (2007) interpretaram microinclusões orgânicas de coloração amarelo-mostarda como possíveis palinomorfos em uma amostra de âmbar proveniente também da Bacia do Araripe (Formação Rio da Batateira). Ainda nesta amostra, foram relatadas inclusões fluidas constituídas de bolhas de ar variando entre 0,005 mm e 0,025 mm. Por outro lado, existem relatos de diversos insetos, micro-organismos e palinomorfos preservados em âmbares peruanos encontrados na Formação Solimões (Antoine *et alii*, 2006). Tal registro pode indicar um nível estratigráfico no Brasil com possibilidades de serem encontradas novas amostras de resinas fósseis (Pereira *et alii*, 2007b).

Aplicações

Mais que uma preservação de ótima qualidade, o âmbar reproduz em suas inclusões instantâneas da vida existente no passado geológico. São conhecidos exemplos de amebas em divisão, insetos em cópula, um aracnídeo atacando uma centopeia, formigas transportando um casulo, parasitas abandonando o hospedeiro aprisionado e até mesmo um pequeno lagarto

com a coluna vertebral fraturada (Dahlström & Brost, 1996; Grimaldi, 1993; 1996b; Poinar Jr. & Poinar, 1999). Existe assim a possibilidade de análises etológicas e das relações tróficas, incluindo aspectos, tais como hábitos alimentares e de reprodução, relações sociais entre insetos e parasitismo. Trata-se mais do que o registro da vida pretérita, mas o registro dos próprios eventos.

Um bom exemplo de aplicação para o estudo das relações tróficas é apresentado por Cano *et alii* (1994) que obtiveram do tecido abdominal de abelhas inclusas em âmbar do Oligo-Mioceno (República Dominicana), fragmentos de DNA identificados como advindos das bactérias *Bacillus* spp. Em abelhas atuais, essas bactérias são parte da microbiota intestinal e atuam em processos de digestão e fermentação de pólens, proteção dos alimentos estocados contra a degradação microbiana, produção de antibióticos e prevenção de doenças. O reconhecimento dessas mesmas bactérias em abelhas fósseis pressupõe a existência de uma relação de simbiose semelhante.

No caso da inexistência de inclusões orgânicas, bolhas de gás ou líquido podem fornecer informações sobre aspectos da atmosfera pretérita. Roedder (1984) indicou que a origem das várias inclusões em âmbar estaria relacionada com gotículas de umidade e do ar quando da extrusão da resina. Entretanto, sua composição original poderia ser parcialmente alterada por reações químicas com a resina envolvente, durante os estágios de endurecimento.

A própria análise química do âmbar fornece dados importantes para a interpretação paleoambiental. Com base em estudos paleoquimiotaxonômicos, o conhecimento dos compostos orgânicos que compõem o âmbar indica muitas vezes o grupo vegetal que lhe deu origem (Grimalt *et alii*, 1988; Otto *et alii*, 2002; Pereira *et alii*, 2006a). As informações obtidas no estudo de resinas fósseis e seus constituintes químicos fornecem ainda dados sobre as modificações diagenéticas sofridas pelos terpenoides constituintes das resinas e o tipo de vegetação que se desenvolveu no passado geológico nos sedimentos em que os âmbares são encontrados (Otto & Simoneit, 2001; Otto *et alii*, 2002). Além disso, a determinação da composição química de resinas fósseis fornece importantes contribuições para a compreensão da fitoquímica de resinas de gimnospermas e angiospermas (Langenheim, 2003).

As resinas são sintetizadas por 10% das famílias de plantas, sendo que as que produzem grandes quantidades de resinas terpenoides são tropicais, principalmente angiospermas. As coníferas (Araucariaceae e Pinaceae) também produzem resinas em abundância, porém são mais comuns em climas temperados (Langenheim, 1990) ou em regiões montanhosas (áreas tropicais), onde o clima apresenta-se mais ameno e úmido (Archangelsky, 1970; Odum, 1985; Taylor & Taylor, 1993). Torna-se assim possível inferências sobre a distribuição paleogeográfica dos diferentes grupos de vegetais produtores de resina e das condições paleoclimatológicas.

Referências

ALONSO, J.; ARILLO, A.; BARRÓN, E.; CORRAL, J. C.; GRIMALT, J.; LÓPEZ, J. F.; LÓPEZ, J. F.; LÓPEZ, R.; MARTINEZ-DELCLÒS, X.; ORTUNO, V.; PEÑALVER, E. & TRINCÃO, P. R. 2000. A new fossil with biological inclusions in Lower Cretaceous deposits from Álava (Northern Spain, Basque-Cantabrian Basin). *Journal of Paleontology*, *74*(1): 158-178.

ANDERSON, K. B. 1997. The nature and fate of natural resins in the geosphere – VII. A radiocarbon (^{14}C) age scale for description of immature natural resins: an invitation to scientific debate. *Organic Geochemistry*, *25*: 251-253.

ANDERSON, K. B. 2006. The nature and fate of natural resins in the geosphere – XII. Investigation of C-ring aromatic diterpenoids in Raritan amber by pyrolysis-GC-matrix isolation by FTIR-MS. *Geochemical Transactions*, *7*: 2.

ANTOINE, P. O.; FRANCESCHI, D.; FLYNN, J. J.; NEL, A.; BABY, P.; BENAMMI, M.; CALDERÓN, Y.; ESPURT, N.; GOSWAMI, A. & GISMONDI, R. S. 2006. Amber from western Amazonia reveals Neotropical diversity during the middle Miocene. *Proceedings of the Natural Academy os Science of the United States of America*, *103*(37): 13595-13600.

ARCHANGELSKY, S. 1970. *Fundamentos de Paleobotanica*. La Plata, Universidad Nacional de La Plata. Facultad de Ciencias Naturales y Museo. (Serie Tecnica y Didactica 10), 347 p.

BELLIS, D. & WOLBERG, D. L. 1991. Analysis of gaseous inclusions in fossil resin from a Late Cretaceous stratigraphic sequence. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *97*: 69-82.

BRAY, P. S. & ANDERSON, K. B. 2008. The nature and fate of natural resins ion the geosphere – XIII. A probable pinaceous resin from the early Cretaceous (Barremian), Isle of Wight. *Geochemical Transactions, 9*: 3.

CANO, R. J.; BORUCKI, M. K.; HIGBY-SCHWEITZER, M.; POINAR, H. N.; POINAR Jr., G. O. & POLLARD, K. J. 1994. *Bacillus* DNA in fossil bees: an ancient symbiosis? *Applied and Environmental Microbiology, 60*(6): 2164-2167.

CANO, R. J.; POINAR, H. N.; PIENIAZEK, N. J.; ACRA, A. & POINAR Jr., G. O. 1993. Amplification and sequencing of DNA from a 120-135 – million – year – old – weevil. *Nature, 363*: 536-538.

CARDOSO, A. H; COSTA, J. G. M. & ANDRADE, J. A. F. G. 2001. Nova ocorrência de resina fóssil na Formação Crato, Membro Nova Olinda. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 17, *Boletim de Resumos*. Rio Branco, 2001 Universidade Federal do Acre, Sociedade Brasileira de Paleontologia, p. 76.

CARDOSO, A. H.; SARAIVA, A. A. F.; NUVENS, P. C. & ANDRADE, J. A. F. G. 1999. Ocorrência de resina fóssil na Formação Santana. *In:* CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 16, *Boletim de Resumos*. Crato, 1999, Sociedade Brasileira de Paleontologia, p. 32.

CARVALHO, I. S.; CARVALHO, M. A.; LOUREIRO, M. R. B. & NÓBREGA, J. C. 1999. Âmbar nas bacias cretácicas brasileiras. *In:* SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCO DO BRASIL, 5, *Boletim*. Rio Claro, 1999, p. 479-483.

CARVALHO, M. A. 1998. *Âmbar: Composição Molecular de Amostras Brasileiras*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Química, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 108 p.

CARVALHO, M. A. & CARVALHO, I. S. 2001. Resinas fósseis do Brasil. *Revista Brasileira de Paleontologia, 2*: 81-82.

CARVALHO, M. A.; LOUREIRO, M. R. B.; CARVALHO, I. S.; PHILP, R. P. & CARDOSO, J. N. 2000. Bulk and molecular composition of Brazilian Ambers (Cretaceous). *In*: LATIN AMERICAN CONGRESS ON ORGANIC GEOCHEMISTRY, 7, *Proceedings*, Foz do Iguaçu, Brasil, 2000, Latin American Association of Organic Geochemistry – ALAGO, p. 76-79.

CASTRO, C.; MENOR, E. A. & CAMPANHA, V. A. 1970. Descoberta de resinas fósseis na Chapada do Araripe, Município de Porteira – Ceará. *Notas Prévias*, Série C, Universidade Federal de Pernambuco, Instituto de Geociências, *1*, p. 1-12.

CZECHOWSKI, F.; SIMONEIT, B. R. T.; SACHANBINSKI, M.; CHOJCAN, J. & WOTOWIEC, S. 1996. Physicochemical structural characterization of ambers from deposits in Poland. *Applied Geochemistry, 11*: 811-834.

DAHLSTRÖM, A. & BROST, L. 1996. *The Amber Book*. Geoscience Press, Inc., Tucson, 134 p.

DE SALLE, R.; GATESY, J.; WHEELER, W. & GRIMALDI, D. 1992. DNA Sequences from a fossil Termite in Oligo-Miocene Amber and their Phylogenetic Implications. *Science, 257*: 1933-1936.

DINO, R.; SILVA, O. B. & ABRAHÃO, D. 1999. Caracterização palinológica e estratigráfica de estratos cretáceos da Formação Alter do Chão, Bacia do Amazonas. *In*: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, 5, *Boletim*. Rio Claro, 1999, p. 557-565.

FRÓES DE ABREU, S. 1937. Sobre a ocorrência de âmbar nos arenitos da Série da Baía. *Boletim de Informações do Instituto Nacional de Tecnologia, 2*(4): 3-8.

GEMOLOGICAL INSTITUTE OF AMERICA. 1995. *GEM Reference Guide*, 270 p.

GOUGH, L. J. & MILLS, J. S. 1972. The composition of succinite (Baltic Amber). *Nature, 239*:527-528.

GRIMALDI, D. A. 1993. The Living Museum. Forever in Amber. *Natural History, 102*(6): 59-61.

GRIMALDI, D. A. 1996a. *Amber: Window to the Past*. New York. American Museum of Natural History, 216 p.

GRIMALDI, D. A. 1996b. Captured in Amber. *Scientific American*, April 1996, p. 70-77.

GRIMALDI, D. A.; BECK, C. W. & BOON, J. J. 1989. Occurrence, Chemical Characteristics and Paleontology of the fossil resins from New Jersey. *American Museum Novitates, 2948*, 28 p.

GRIMALDI, D. A.; BONWICH, E.; DELANNOY, M. & DOBERSTEIN, S. 1994b. Electron Microscopic Studies of Mummified Tissues in Amber Fossils. *American Museum Novitates, 3097*, 31 p.

GRIMALDI, D. A.; SHEDRINSKY, A.; ROSS, A. & BAER, N. S. 1994a. Forgeries of fossils in "Amber": History, Identification and Case Studies. *Curator, 34*: 251-274.

GRIMALT, J. O.; SIMONEIT, B. R. T.; HATCHER, P.G. & NISSENBAUM, A. 1988. The molecular composition of ambers. *Organic Geochemistry, 13*(4/6): 677-690.

HUEBER, F. M. & LANGENHEIM, J. 1986. Dominican amber tree had African ancestors. *Geotimes, 31*: 8-10.

LAMBERT, J. B.; BECK, C. W. & FRYE, J. S. 1968. Analysis of European amber by Carbon-13 Nuclear Magnetic Resonance Spectroscopy. *Archaeometry, 30*(2): 248-263.

LANGENHEIM, J. H. 1969. Amber: a botanical inquiry. *Science, 163*: 1157-1169.

LANGENHEIM, J. H. 1990. Plant resins. *American Scientist, 78*: 16-24.

LANGENHEIM, J. H. & BECK, C. W. 1968. Catalogue of infrared spectra of fossil resins (ambers) I North and South America. *Botanical Museum Leaflets, 22*(3): 65-120.

LANGENHEIM, J. H. 2003. *Plant resins: chemistry, evolution, ecology, and ethnobotany*. Portland, Timber Press, 1ª ed., 586 p.

MARTILL, D. M.; ROBERT, F. L.; ANDRADE, J. A. F. G. & CARDOSO, A. H. 2005. An unusual occurrence of amber in laminated limestones: the Crato Formation Lagerstätte (Early Cretaceous) of Brazil. *Paleontology, 48*(6): 1399-1408.

MARTINEZ-DELCLÒS, X.; BRIGGS, D. E. G. & PEÑALVER, E. 2004. Taphonomy of insects in carbonates and amber. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 203*: 19-64.

MILLS, J. S.; WHITE, R. & GOUGH, L. J. 1984. The chemical composition of Baltic amber. *Chemical Geology, 47*: 15-39.

ODUM, E. P. 1985. *Ecologia*. Rio de Janeiro, 1ª ed. Interamericana, 434 p.

OTTO, A. & SIMONEIT, B. R. T. 2001. Chemosystematics and diagenesis of terpenoids in fossil conifer species and sediments from the Eocene Zeitz Formation, Saxony, Germany. *Geochimica et Cosmochimica Acta, 65*(20): 3505-3527.

OTTO, A.; SIMONEIT, B. R. T.; WILDE, W.; KUNZMANN, L. & PÜTTMANN, W. 2002. Terpenoid compostion of three fossil resins from Cretaceous and Tertiary conifers. *Review of Palaeobotany and Palinology, 120*: 203-215.

OTTO, A. & WILDE, V. 2001. Sesqui, di and triterpenoids as chemosystematic markers in extant conifers – a review. *Botanical Review, 67*: 141-238.

PÄÄBO, S. 1993. Ancient DNA. *Scientific American*, November 1993, p. 60-66.

PAULA-FREITAS, A. B. L.; BORGHI, L. & CARVALHO, I. S. 2007. Âmbar na Formação Rio da Batateira, Bacia do Araripe (Cretáceo Inferior), Brasil. *In*: CARVALHO *et alii* (eds.). *Paleontologia: Cenários de Vida*. Rio de Janeiro, Interciência, 1ª ed., v. 1, 834 p.

PEREIRA, R. 2006. *Geoquímica de âmbares cretácicos das Bacias do Amazonas, Araripe e Recôncavo*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 104 p.

PEREIRA, R.; CARVALHO, I. S. & AZEVEDO, D. A. 2006a. Afinidades paleobotânicas de âmbares cretácicos das Bacias do Amazonas, Araripe e Recôncavo. *Geociências, 25*(2): 217-224.

PEREIRA, R.; CARVALHO, I. S. & AZEVEDO, D. A. 2006b. Terpenoid composition of Cretaceous ambers from Amazonas, Araripe and Recôncavo basins, Brazil. *In:* LATIN AMERICAN CONGRESS ON ORGANIC GEOCHEMISTRY, 10, *Abstracts*, Salvador, 2006, Latin American Association on Organic Geochemistry – ALAGO, p. 152-154.

PEREIRA, R.; CARVALHO, M. A.; MENDONÇA-FILHO, J. G., AZEVEDO, D. A. & CARVALHO, I. S. 2006c. Ocorrência de esporos de fungos preservados em âmbar cretácico da Bacia do Amazonas, Formação Alter do Chão. *In:* SIMPÓSIO DO CRETÁCEO DO BRASIL, 7, *Resumos*, Serra Negra, 2006, p. 101.

PEREIRA, R.; CARVALHO, I. S.; AZEVEDO, D. A. & FERNANDES, A. C. S. 2007a. Novas ocorrências de âmbar provenientes da Bacia do Araripe, (Formação Santana, Membro Crato). *Anuário do Instituto de Geociências – UFRJ, 30*: 245.

PEREIRA, R.; CARVALHO, I. S.; AZEVEDO, D. A. & FERNANDES, A. C. S. 2007b. Ocorrências de âmbar nas bacias sedimentares brasileiras – uma revisão. *In*: CARVALHO *et alii* (eds.). *Paleontologia: Cenários de Vida*. Rio de Janeiro, Interciência, 1ª ed., v. 1, 834 p.

PIKE, E. M. 1993. Amber Taphonomy and Collecting Biases. *Palaios, 8*: 411-419.

POINAR, H. N.; CANO, R. J. & POINAR Jr., G. O. 1993. DNA from an extinct plant. *Nature, 363*: 677.

POINAR, H. N.; HÖSS, M.; BADA, J. L. & PÄÄBO, S. 1996a. Amino Acid Racemization and the Preservation of ancient DNA. *Science*, *272*: 864-866.

POINAR, H. N.; MELZER, R. R. & POINAR Jr., G. O. 1996b. Ultrastructure of 30-40 million year old leaflets from Dominican amber (*Hymenaea protera*, Fabaceae: Angiospermae). *Experientia*, p. 387-390.

POINAR Jr., G. O. 1992. Fossil evidence of resin utilization by insects. *Biotropica*, *24*(3): 466-468.

POINAR Jr., G. O. & HESS, R. 1982. Ultrastructure of 40-Million-Year-Old Insect Tissue. *Science*, *215*: 1241-1242.

POINAR Jr., G. O. & MILKI, R. 2001. *Lebanese amber: the oldest insect ecosystem in fossilized resin*. Oregon State University Press, 96 p.

POINAR Jr., G. & POINAR, R. 1999. *The Amber Forest. A Reconstruction of a Vanish World*. Princenton University Press, Princenton, 239 p.

ROEDDER, E. 1984. Fluid Inclusions Reviews in Mineralogy. *Geological Society of America*, *12*: 325-327.

SILVA, V. P.; CARVALHO, I. S. & AZEVEDO, D. A. 2002. Estudo da composição química de resinas e âmbar por CG/EM. *In*: REUNIÃO ANUAL DA SOCIEDADE BRASILEIRA DE QUÍMICA, 25, *Boletim de Resumos*.

SIMONEIT, B. R. T.; GRIMALT, J. O.; WANG, T. G.; COX, R. E.; HATCHER, P. G. & NISSEMBAUM, A. 1986. Cyclic terpenoids of contemporary resinous plant detritus and fossil woods, ambers and coals. *Organic Geochemistry*, *10*: 877-889.

STUBBLEFIELD, S. P.; TAYLOR, T. N. & BECK, C. B. 1985. Studies of Paleozoic fungi. IV. Wood-decaying fungii in *Callixylon newberryi* from the Upper Devonian. *American Journal of Botany*, *72*(11): 1765-1774.

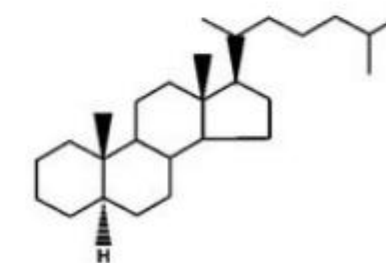
TAYLOR, T. N. & TAYLOR, E. L. 1993. *The Biology and Evolution of Fossil Plants*. New Jersey, Prentice Hall, 982 p.

VIANA, M. S. S.; AGOSTINHO, S.; FERNANDES, A. C. S.; CARVALHO, I. S. & CAMPELO, F. M. C. A. 2001. Ocorrência de resina na Formação Cabeças (Devoniano da Bacia do Parnaíba). *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE P&D EM PETRÓLEO E GÁS, 1, *Anais*. Natal, 2001, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Sociedade Brasileira de Química, Regional RN, p. 45.

WILSON, E. O.; CARPENTER, F. M. & BROWN Jr., W. L. 1967. The first Mesozoic ants. *Science*, *157*: 1038-1040.

YAMAMOTO, S.; OTTO, A.; KRUMBIEGEL, G. & SIMONEIT, B. R. T. 2006. The natural product biomarkers in succinite, glessite and stantienite ambers from Bitterfeld, Germany. *Review of Palaeobotany and Palynology*, *140*: 27-49.

Fósseis Químicos

René Rodrigues

O termo **fósseis químicos** foi utilizado pela primeira vez por Eglington & Calvin (1967) para designar compostos orgânicos da geosfera, cuja estrutura básica sugere uma ligação com conhecidos produtos naturais da biosfera (figura 15.1). Com o tempo, outros termos como marcadores biológicos, biomarcadores e fósseis moleculares, passaram a ser empregados como alternativa ao termo original. Atualmente, observa-se uma maior tendência de utilização do termo biomarcadores.

O número de biomarcadores que têm sido identificados nas últimas décadas cresceu exponencialmente, principalmente em decorrência do desenvolvimento de novas técnicas analíticas para detecção e identificação de compostos orgânicos, que foram disponibilizadas à comunidade científica.

De uma maneira geral, os biomarcadores que têm sido mais extensivamente estudados são os hidrocarbonetos e, entre eles, os alcanos, hidrocarbonetos aromáticos e os seus produtos não saturados. Outras classes de compostos como esteróis, álcoois, ácidos graxos e porfirinas também são usados como biomarcadores, embora pelo efeito da diagênese e evolução térmica a maioria seja transformada em hidrocarbonetos, através de uma complexa série de mudanças químicas e bioquímicas (Mackenzie, 1984). No entanto, o esqueleto da estrutura original mantém-se semelhante ao correspondente produto natural (figura 15.1).

A composição química do petróleo depende basicamente da composição química da matéria orgânica que lhe deu origem. Por sua vez, a composição química da matéria orgânica depende de diversos fatores, entre os quais estão as condições químicas e físicas do meio onde se desenvolveram e foram preservados os organismos. Por exemplo, em ambientes sedimentares com acentuadas diferenças de salinidade irão proliferar diferentes organismos ou grupo de organismos adaptados a cada uma destas situações e, consequentemente, mostrarão marcantes diferenças em sua composição química. Como a matéria orgânica de diferente composição química necessariamente produzirá petróleos de composição química diferentes, será possível a diferenciação e a correlação de óleos e entre óleos e suas respectivas rochas geradoras. Uma vez estabelecida a marca característica de cada óleo que transita no país, ou seja, o seu "DNA", também será possível identificar, facilmente, a origem da poluição causada pelos derrames de petróleo. Neste contexto, o estudo dos biomarcadores constitui uma ferramenta imprescindível.

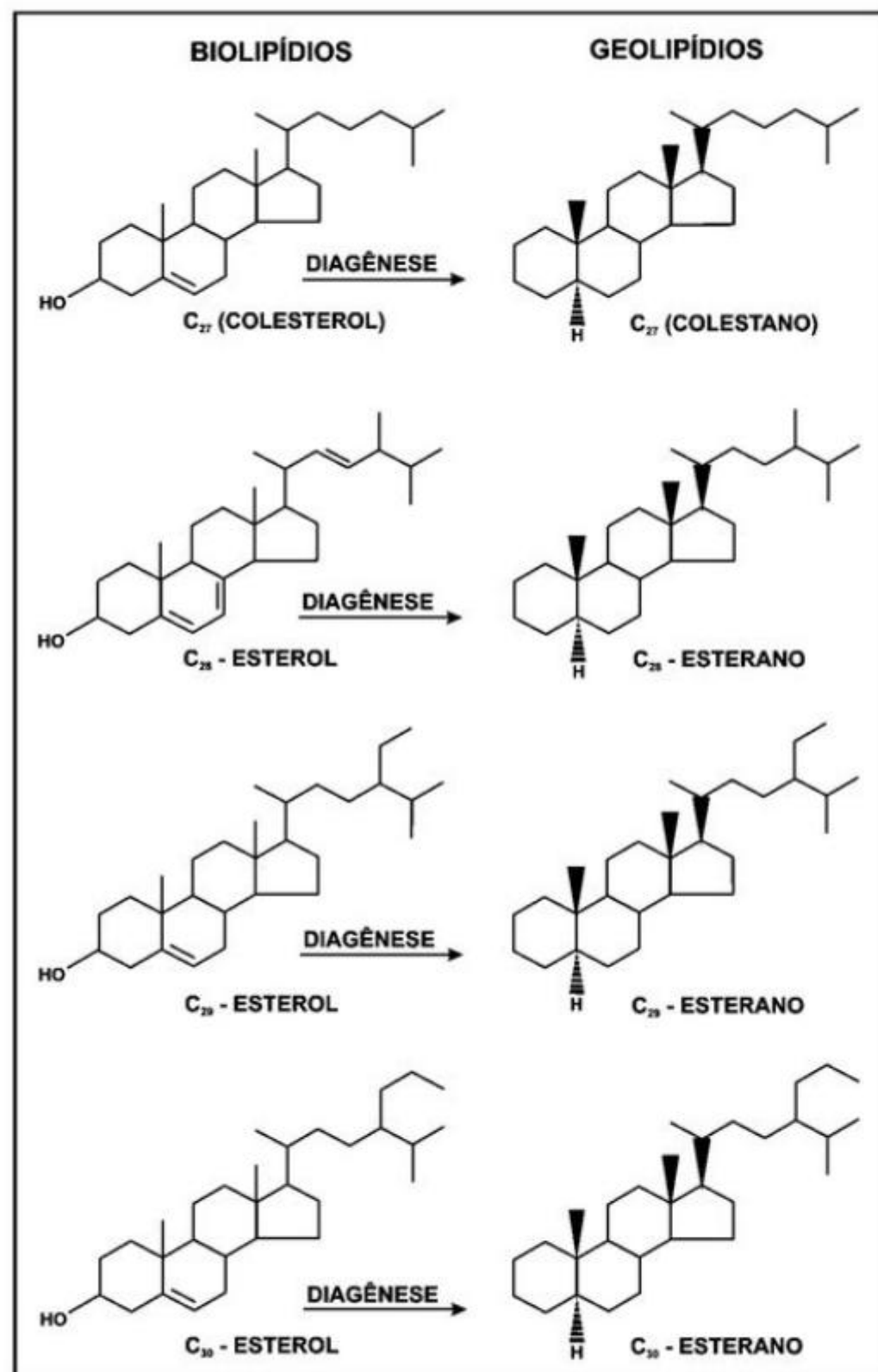



Figura 15.1 Estruturas de C_{27}, C_{28}, C_{29} e C_{30} esteranos (geolipídios) e seus esteróis precursores (biolipídios).

Neste capítulo, não se pretende abordar todos os aspectos dos biomarcadores, mas apenas apresentar alguns grupos e suas aplicações, como identificação de seus possíveis precursores, condições ambientais em que se desenvolveram e o seu significado quanto à idade dos depósitos sedimentares em que foram preservados.

Alcanos

Os alcanos constituem uma série de compostos contendo apenas C e H, obedecendo à fórmula C_nH_{2n+2}, e que variando os valores de *n*, dá origem a uma série homóloga. Os compostos que apresentam um arranjo linear dos átomos de carbono são chamados de alcanos normais (*n*-alcanos), enquanto aqueles que mostram ramificações ou ciclos são denominados de *iso* ou *ciclo* alcanos, respectivamente.

Compostos com a mesma fórmula molecular, mas com diferentes arranjos de seus grupos estruturais, são chamados de isômeros.

Os *n*-alcanos e alguns *iso*-alcanos podem ser identificados e estudados por cromatografia em fase gasosa (CG), uma vez que cada uma das séries homólogas apresenta uma ordem de eluição seletiva por peso atômico. Já os *ciclo*-alcanos, considerando o caso específico dos esteranos e terpanos, requerem aparelhos um pouco mais sofisticados, como cromatógrafo com detector de massas (CG-EM), ou ainda mais elaborados como o acoplamento cromatógrafo-espectrômetro de massas-espectrômetro de massas (CG-EM-EM).

Esteranos

Os esteranos são *ciclo*-alcanos derivados de esteróis que são encontrados principalmente em algas e vegetais superiores (organismos eucarióticos), mas são raros ou ausentes em bactérias (organismos procarióticos). Nas membranas de organismos eucarióticos alguns lipídios de cadeias lineares são substituídos por esteróis, cuja estrutura tetracíclica aparentemente serve para aumentar a rigidez da membrana (Ourisson *et alii*, 1984).

Quatro principais esteróis precursores, contendo 27, 28, 29 e 30 átomos de carbono, foram identificados em numerosos organismos fotossintéticos. Estes esteróis deram origem, durante a diagênese, a uma série homóloga de quatro esteranos regulares com 27, 28, 29 e 30 átomos de carbono na estrutura (o termo regular indica que o esqueleto da estrutura é idêntico ao dos precursores biológicos e série homóloga porque eles diferem apenas pela adição de unidades $-CH_2-$ num determinado local da estrutura).

Os esteranos regulares são caracterizados por apresentarem uma fragmentação preferencial no mesmo ponto da estrutura, liberando íons moleculares com massa de 217 daltons (m/z 217), o que possibilita o estudo seletivo destes compostos com cromatógrafo com detector de massas ou equipamentos mais sofisticados (figura 15.2).

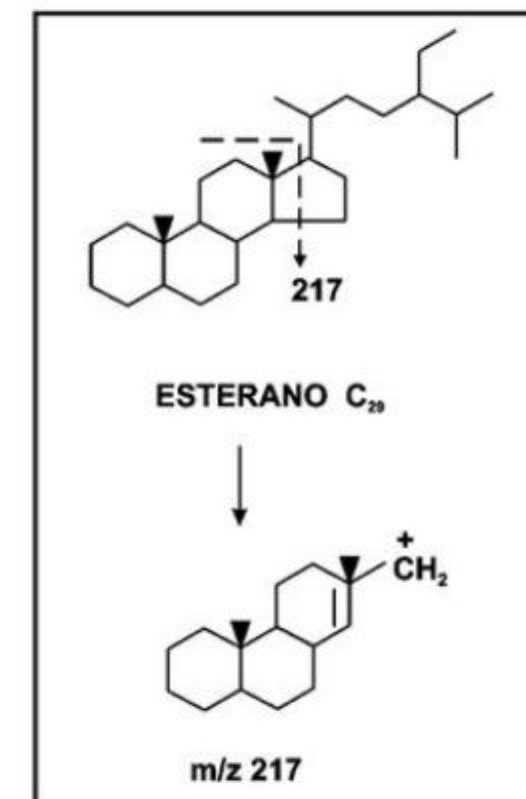



Figura 15.2 Íon m/z 217 característico da série dos esteranos.

Terpanos

Ao contrário dos esteranos, os lipídios das membranas das bactérias (organismos procarióticos) são considerados os principais precursores dos terpanos. Segundo o número de anéis, os terpanos podem ser divididos em três grupos: terpanos tricíclicos, tetracíclicos e pentacíclicos. Todos eles apresentam uma fragmentação preferencial no anel C, liberando um íon molecular m/z 191, permitindo, também, o seu estudo seletivo (figura 15.3).

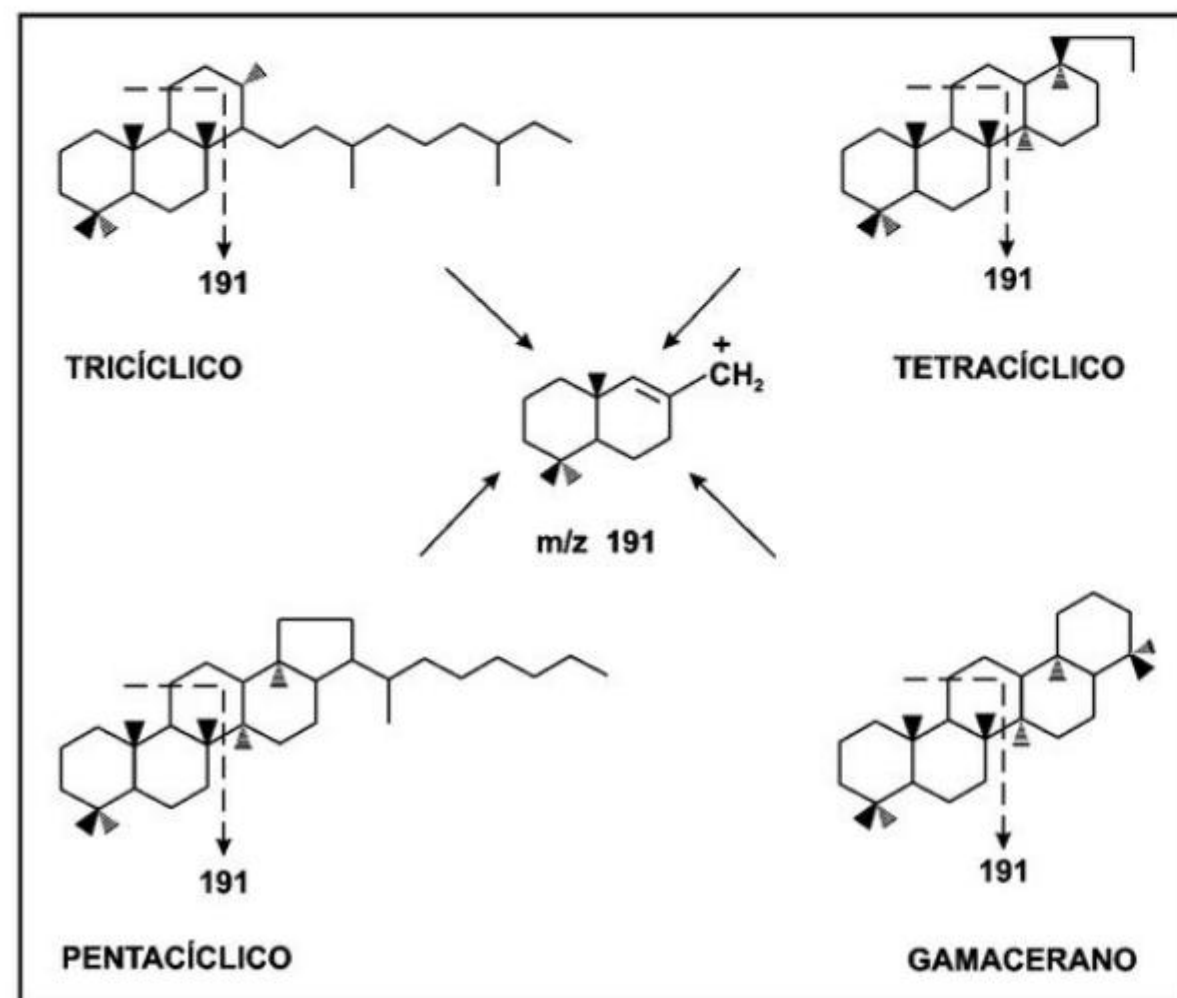



Figura 15.3 Íon m/z 191 característico da série dos terpanos.

Aplicações: Indicadores de Fonte e Ambiente Deposicional

Neste item são apresentados, resumidamente, alguns dos parâmetros mais úteis, derivados dos biomarcadores, para interpretação da origem e do ambiente de sedimentação da matéria orgânica, evitando-se tecer considerações com respeito às modificações produzidas nestes compostos pelo efeito da evolução térmica. Deve-se ter em mente que, embora estes parâmetros possam sugerir uma origem biológica ou paleoambiental particular, ocorrem numerosas exceções. Normalmente, para muitos biomarcadores existem múltiplos precursores, que por sua vez podem ter origem em diferentes tipos de organismos, que também podem viver em distintos ambientes. Assim, conclusões sobre origem, ambientes deposicionais e correlações devem estar baseados em todas as informações geoquímicas disponíveis, sejam de biomarcadores, de isótopos estáveis ou de análises sobre rocha total. Também é importante salientar que nas correlações geoquímicas são consideradas mais as diferenças que propriamente as semelhanças.

A. Alcanos Lineares

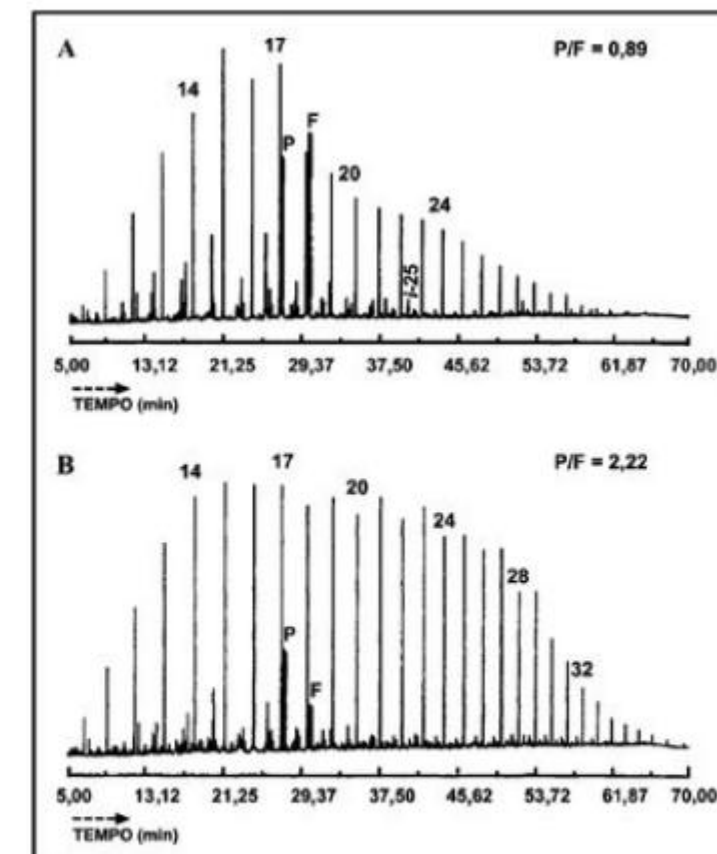
Em petróleos ou extratos orgânicos termicamente não muito evoluídos, a predominância de alcanos lineares de baixo peso molecular (nC_{15}, nC_{17} e nC_{19}) nos cromatogramas sugere precursores de origem algal, seja

em ambientes marinho ou lacustre (Gelpi *et alii*, 1970). Frequentemente, esta predominância não ocorre em ambientes lacustres de água doce, mas principalmente em ambientes de sedimentação com salinidade, seja marinho ou lacustre (figura 15.4). Óleos e extratos orgânicos marinhos do Ordoviciano, derivados especificamente da alga *Gloeocapsamorpha prisca*, mostram uma configuração particular. Apresentam predominância e imparidade específica nos alcanos de baixo peso molecular (nC_{15}, nC_{17} e nC_{19}) e muito baixa proporção de *n*-alcanos com mais de 19 átomos de carbono na estrutura, formando um nítido degrau entre estes dois grupos de *n*-alcanos (Reed *et alii*, 1986). Assim, é possível relacionar esta configuração nos cromatogramas não somente a um precursor específico, mas também a sua idade de deposição.

Já os cromatogramas com alta proporção de alcanos lineares de alto peso molecular (nC_{25}, nC_{27}, nC_{29} e nC_{31}) são considerados indicativos de influência de matéria orgânica derivada de vegetais superiores (Tissot & Welte, 1984) ou de algas em ambientes lacustres de água doce (Gelpi *et alii*, 1970). Vide figura 15.4.

B. *Iso*-Alcanos

A razão pristano/fitano (P/F) em cromatogramas de óleos e extratos orgânicos (F e P, figura 15.4) tem sido utilizada como indicador do potencial redox de ambientes de sedimentação (Didyk *et alii*, 1978). Segundo estes autores, valores inferiores a 1,0 seriam indicativos de ambientes anóxicos, principalmente quando acompanhados de aumento significativo de porfirinas e dos teores de enxofre, enquanto valores superiores a 1,0 seriam sugestivos de condições óxicas. Ambos compostos são primariamente derivados da cadeia lateral *phytyl* da clorofila de organismos fototróficos, embora outras fontes, tais como arqueobactérias, não possam ser descartadas (e. g. Chappe *et alii*, 1982). A diminuição da razão pristano/fitano com o aumento da salinidade, também foi sugerida por Rodrigues & Takaki (1987), Ten Haven *et alii* (1987), Schwark & Püttmann (1990). Por outro lado, na comparação geoquímica entre os petróleos das áreas marginais do Atlântico Sul, Schiefelbein *et alii* (2000) constataram que os óleos marinhos mostravam uma razão pristano/fitano inferior a 1,5, enquanto nos óleos lacustres o valor desta razão era superior a 1,5. Esta mesma tendência também pode ser observada na figura 15.4.

Figura 15.4 Cromatogramas de óleos gerados em ambiente marinho hipersalino (A) e lacustre de água doce (B). P = pristano; F = fitano; 14......32= alcanos lineares com 14......32 átomos de carbono na estrutura; *i*-25 = *iso*-alcano com 25 átomos de carbono na estrutura. Observa-se a predominância de alcanos lineares de mais baixo peso molecular, maior proporção relativa de alcanos ramificados e o valor muito menor da razão pristano/fitano no óleo gerado em ambiente marinho hipersalino.

Em resumo, qualquer interpretação baseada neste parâmetro deve considerar todas as demais informações disponíveis, tanto de biomarcadores como de parâmetros de rocha total.

Os isoprenoides iC_{25} (2, 6, 10, 15, 19-pentametileicosano) e iC_{30} (esqualano) têm sua origem ligada a arqueobactérias, em ambientes hipersalinos (Brassel *et alii*, 1981; Moldowan *et alii*, 1985). A presença destes compostos em alta proporção relativa, associada à baixa razão pristano/fitano, em ambientes não redutores, também constitui boa evidência de uma fonte de arqueobactérias, mais especificamente halofílicas, para o fitano (Rodrigues, 1995). Vide figura 15.5.

C. Terpanos

Terpanos tricíclicos e tetracíclicos

Quando comparados aos terpanos pentacíclicos, normalmente as suas proporções relativas são muito baixas em carvões (figura 15.6A) e em ambientes hipersalinos e/ou altamente anóxicos. Esta constatação indica, nestas situações, precursores diferentes para estes grupos de terpanos.

Comparados isoladamente, os terpanos tricíclicos e tetracíclicos mostram algumas variações que podem ser atribuídas às diferentes origens destes compostos. A predominância de terpanos tricíclicos de baixo peso molecular (principalmente C_{19} e C_{20}) e o aumento da proporção de terpanos tetracíclicos (C_{24} a C_{27}; 17,21-secohopanos) são comuns em óleos e extratos orgânicos derivados de matéria orgânica de origem terrestre (vegetais superiores), figura 15.6B. Autores como Zumberge (1987) e Sofer (1993), também utilizaram as razões dos terpanos tricíclicos C_{21}/C_{23} e C_{25}/C_{26} para diferenciar os ambientes de sedimentação lacustre e marinho, considerando que os compostos C_{21} e C_{26} seriam mais abundantes em meio lacustre (figura 15.7).

Por outro lado, trabalhos mais recentes (Aquino Neto *et alii*, 1989; Volkman *et alii*, 1989) mostraram que altas proporções relativas de terpanos tricíclicos e seus análogos aromáticos podem ser correlacionados com intervalos ricos em algas do tipo *Tasmanite*.

Terpanos pentacíclicos

Altas proporções relativas de C_{27}(17α)-trisnorhopano (Tm), C_{29}(17α)-norhopano e C_{31}(17α)-hopano, normalmente podem caracterizar petróleos e extratos orgânicos derivados de rochas, onde foi grande a contribuição de vegetais superiores (figura 15.6C).

Elevadas concentrações de C_{28}(17α)-bisnorhopano (figuras 15.8, 15.9 e 15.10) geralmente estão relacionadas à matéria orgânica depositada em ambientes de sedimentação anóxicos, embora sua ausência não exclua a ocorrência destas condições durante a deposição (Seifert *et alii*, 1978; Katz & Elrod, 1983). Este composto foi constatado em alta proporção relativa, particularmente nos intervalos representativos dos eventos anóxicos do Jurássico Superior (Mar do Norte; Peters & Moldowan, 1993) e do Mioceno (Formação Monterey, Califórnia; Katz & Elrod, 1983).

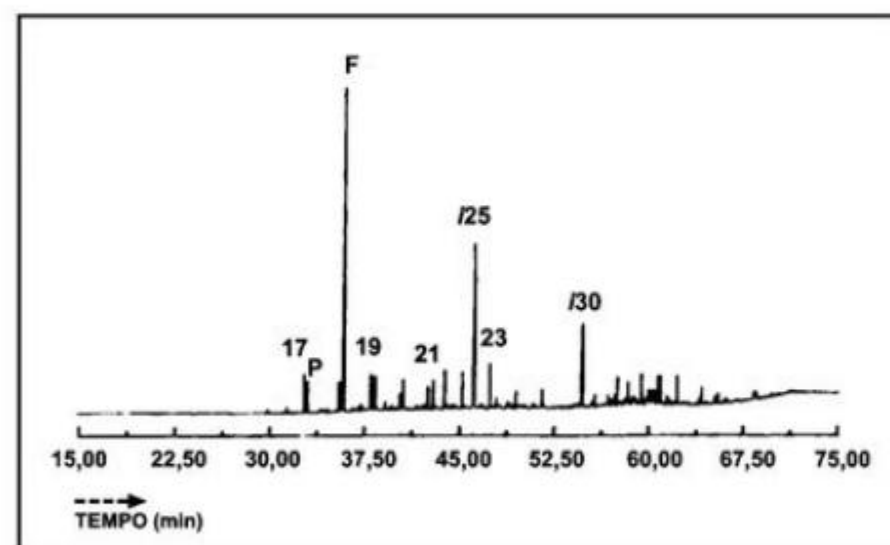



Figura 15.5 Cromatograma de extrato orgânico termicamente pouco evoluído, Formação Codó, Bacia do Parnaíba (Rodrigues, 1995). P = pristano; F = fitano; *i*25 = 2, 6, 10, 15, 19 – pentametileicosano ($C_{25}H_{52}$); *i*30 = esqualano ($C_{30}H_{62}$). Os baixos valores da razão P/F e a alta proporção de *i*25 e *i*30 podem ser considerados indicativos de ambiente hipersalino.

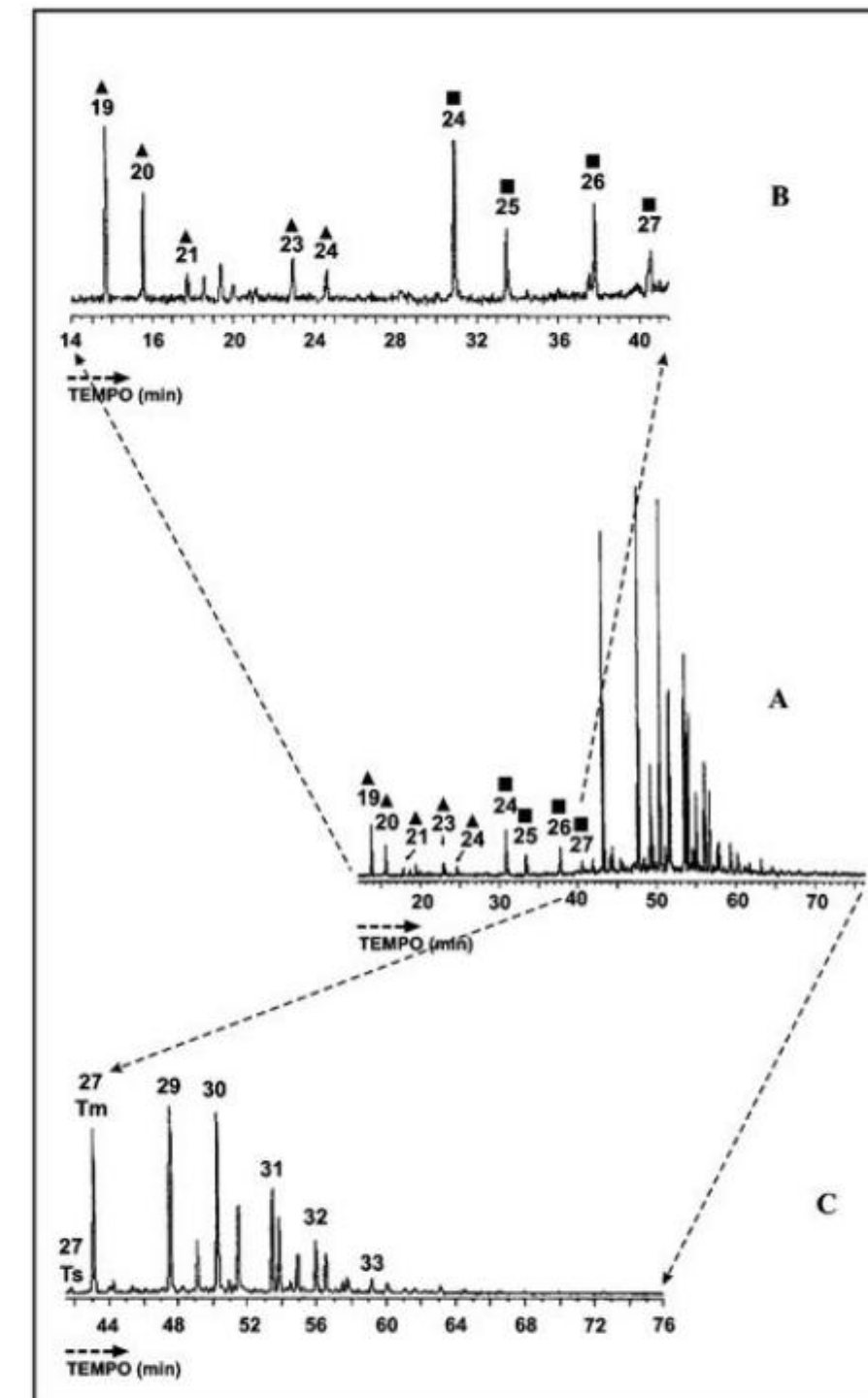



Figura 15.6 Fragmentograma m/z 191, amostra de carvão. (A) Terpanos totais. (B) Detalhe dos terpanos tri e tetracíclicos. (C) Detalhe dos terpanos pentacíclicos; ▲19....▲24 = terpanos tricíclicos com 19....24 átomos de carbono na estrutura; ■24....■27 = terpanos tetracíclicos com 24....27 átomos de carbono na estrutura; 27....33 = terpanos pentacíclicos com 27....33 átomos de carbono na estrutura. Nota-se a predominância de terpanos tetracíclicos e de terpanos tricíclicos com 19 e 20 átomos de carbono na figura 15.6B, e a alta proporção relativa de terpanos pentacíclicos com 27(Tm), 29 e 31 átomos de carbono na figura 15.6C. Os terpanos tri e tetracíclicos ocorrem em baixa proporção em relação aos terpanos pentacíclicos (figura 15.6A).

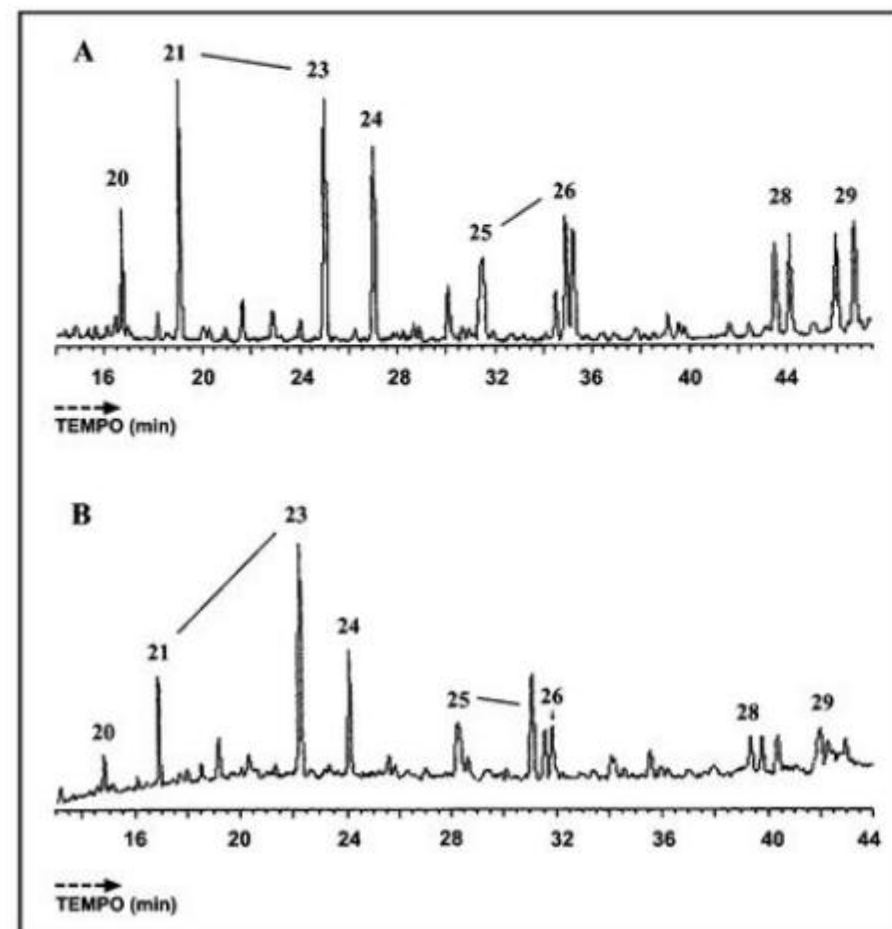



Figura 15.7 Terpanos tricíclicos (m/z 191) de óleos derivados de rochas geradoras lacustres salinas (A) e marinhas (B). 20....29 = terpanos tricíclicos com 20....29 átomos de carbono na estrutura. Observar as diferentes proporções dos compostos 21 e 23, quando se considera a razão 21/23, e dos compostos 25 e 26 no caso da razão 25/26.

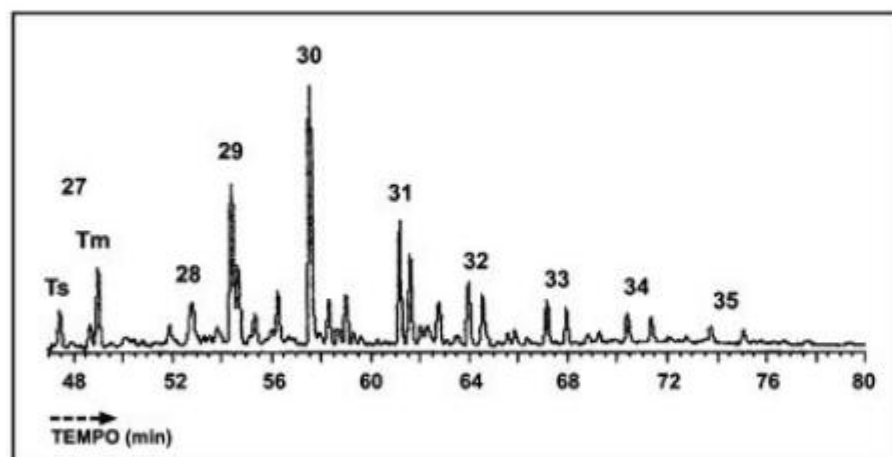



Figura 15.8 Terpanos pentacíclicos (m/z 191), óleo gerado em ambiente marinho, salinidade normal. 27....35 = terpanos pentacíclicos com 27....35 átomos de carbono na estrutura. 28 = C_{28}(17a)- bisnorhopano.

Figura 15.9 Terpanos pentacíclicos (m/z 191), óleo gerado em ambiente marinho hipersalino. 27....35 = terpanos pentacíclicos com 27....35 átomos de carbono na estrutura; 28 = C_{28}(17a)- bisnorhopano; 30 G = gamacerano. Notar a alta proporção relativa de gamacerano.

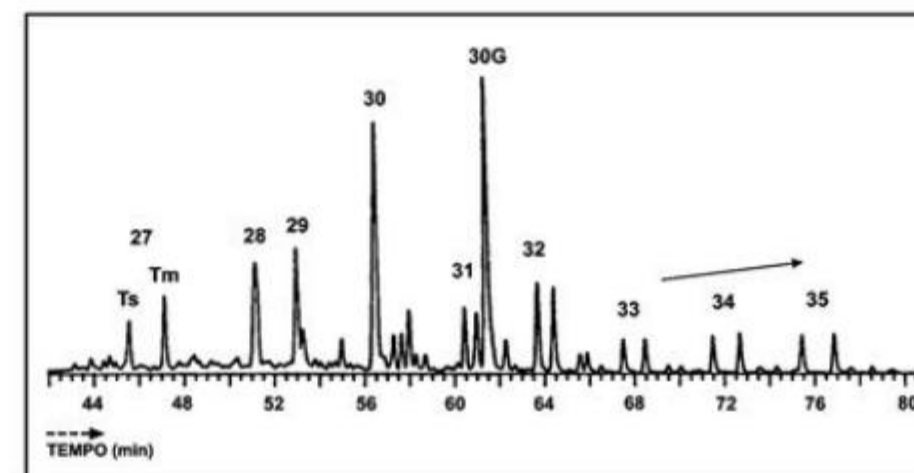
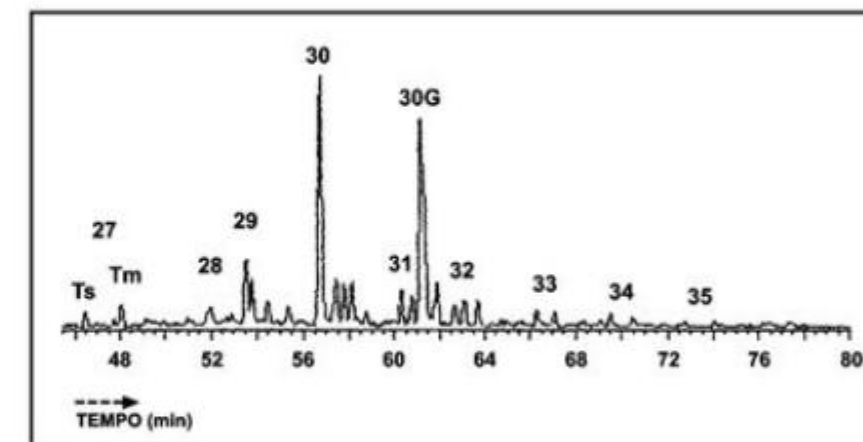



Figura 15.10 Terpanos pentacíclicos (m/z 191) de extrato orgânico, ambiente marinho hipersalino associado à presença de carbonatos. 27....35 = terpanos pentacíclicos com 27....35 átomos de carbono na estrutura; 28 = C_{28}(17a)- bisnorhopano; 30 G = gamacerano. Ressalta a alta proporção relativa de gamacerano e a maior proporção relativa dos terpanos C_{35} em relação aos C_{34} e C_{33}.

O gamacerano é um C_{30}-triterpano (figuras 15.9 e 15.10) derivado da redução de *tetrahymanol*, um lipídio que substitui os esteróis nas membranas de certos protozoários (Caspi *et alii*, 1968), bactérias fototróficas (Kleemann *et alii*, 1990) e, possivelmente outros organismos. Aparentemente, sua presença constitui um marcador de ambientes hipersalinos, marinhos e não marinhos (Moldowan *et alii*, 1985). Posteriormente, Schoell *et alii* (1994) e Sinninghe Damsté *et alii* (1995) demonstraram que, como o *tetrahymanol* somente é biossintetizado por ciliados se sua dieta for desprovida de esteróis, o gamacerano seria mais um indicador de estratificação da coluna de água que propriamente de salinidade.

O C_{30}(18α)-oleanano (figura 15.11) é considerado um marcador de angiospermas, plantas superiores com distribuição do Cretáceo ao Recente (Whitehead, 1974). Sua presença, portanto, constitui uma indicação deste intervalo de tempo, embora sua alta proporção relativa seja mais sugestiva de rochas geradoras do Terciário.

A maior proporção de C_{35}(17α)-hopano em relação ao C_{34}(17α)-hopano (figura 15.10) pode ser interpretada como sugestivo de ambientes de sedimentação marinho muito redutor (Peters & Moldowan, 1991) ou ambientes de sedimentação associados com carbonatos marinhos ou evaporíticos (Boon *et alii*, 1983; Connan *et alii*, 1986).

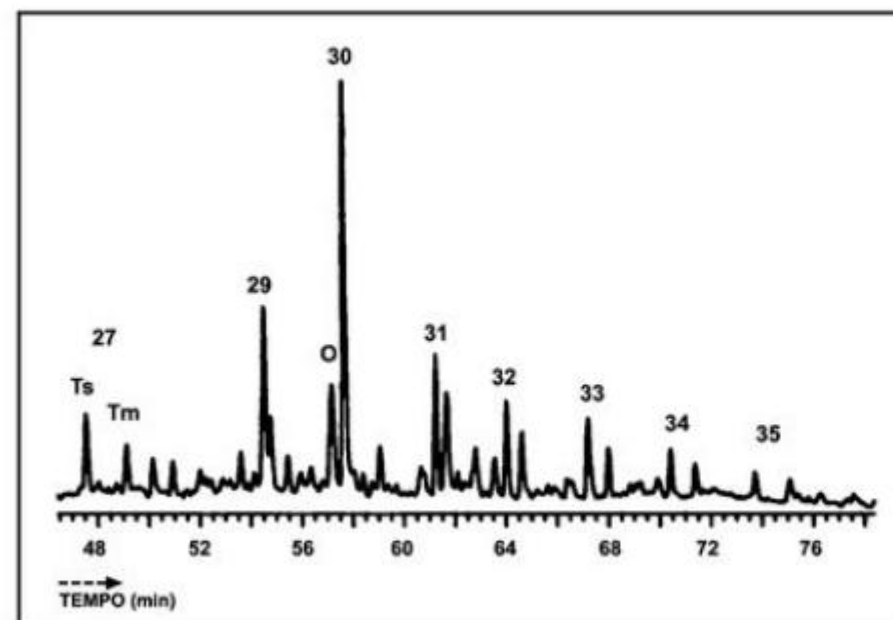



Figura 15.11 Terpanos pentacíclicos (m/z 191) de óleo marinho com influência de matéria orgânica continental. 27....35 = terpanos pentacíclicos com 27....35 átomos de carbono na estrutura; O = C_{30}(18a)-oleanano. A presença de oleanano indica a influência de angiospermas, vegetal superior com distribuição do Cretáceo ao Recente, na composição da matéria orgânica.

D. Esteranos Regulares

Altas concentrações de esteranos, associadas com valores elevados da razão esteranos/terpanos são comuns de ambientes marinhos, ao contrário do que normalmente ocorre em ambientes não marinhos. Por exemplo, no caso específico da amostra da figura 15.7, onde apenas são apresentados os dados dos terpanos tricíclicos, a razão terpanos pentacíclicos/esteranos regulares é de 28,13 para o petróleo de origem lacustre (A) e 4,86 para o óleo de origem marinha (B).

O C_{29} e o C_{27} esteranos, embora sejam mais comuns, respectivamente em vegetais superiores e algas (figura 15.12), sua interpretação deve estar sempre associada a outros indicadores de mesma origem (ver terpanos tricíclicos, terpanos pentacíclicos, distribuição dos *n*-alcanos e outros grupos de biomarcadores não abordados).

Dados têm sugerido que existe uma relação entre o aumento da razão C_{28}/C_{29} esteranos de petróleos marinhos e a idade de suas rochas geradoras (Moldowan *et alii*, 1985; Grantham & Wakefield, 1988). Segundo estes autores, isto é devido ao fato de os C_{28} esteranos poderem estar relacionados ao aumento da diversificação do fitoplâncton, especificamente as diatomáceas, cocólitos e dinoflagelados, no Jurássico, Cretáceo e Terciário. A figura 15.13 exemplifica esta tendência, comparando óleos do Devoniano Superior e do Cretáceo Inferior.

O C_{30} esterano (24-*n*-propilcolestano) pode ser considerado o único indicador de uma origem marinha para matéria orgânica (Moldowan *et alii*, 1985; Peters *et alii*, 1986). Segundo estes autores, este composto é biossentizado por algas marinhas, crisófitas da ordem *Sarcinochrysidales*. A identificação deste composto somente é possível com a utilização de equipamentos mais potentes (acoplamento cromatógrafo-espectrômetro de massas–espectrômetro de massas).

Considerações Finais

Além destes grupos de biomarcadores, muitos outros são utilizados nas interpretações discutidas anteriormente. Entre estes se citam os 4-metilesteranos e os poliprenoides tetracíclicos. Ambos compostos (C_{30} 4-metilesteranos e C_{30}-poliprenoide tetracíclico), quando em altas concentrações relativas, são considerados bons indicadores de ambientes de sedimentação lacustre (Goodwin *et alii*, 1988; Holba *et alii*, 2000, respectivamente).

Os C_{30} 4-metilesteranos têm como principal precursor os dinoflagelados. Portanto, em altas proporções seria indicador de idade, em função dos dinoflagelados não ocorrerem no Paleozoico.

Figura 15.12 Esteranos (m/z 217) de extratos orgânicos de amostras de carvão (A) e de ambiente marinho (B). 27, 28 e 29 = esteranos regulares com 27, 28 e 29 átomos de carbono na estrutura. Observa-se a alta proporção relativa de C_{29} esteranos (29) na amostra de carvão (predominância de vegetais superiores), quando comparada com a amostra de ambiente marinho (predominância de algas).

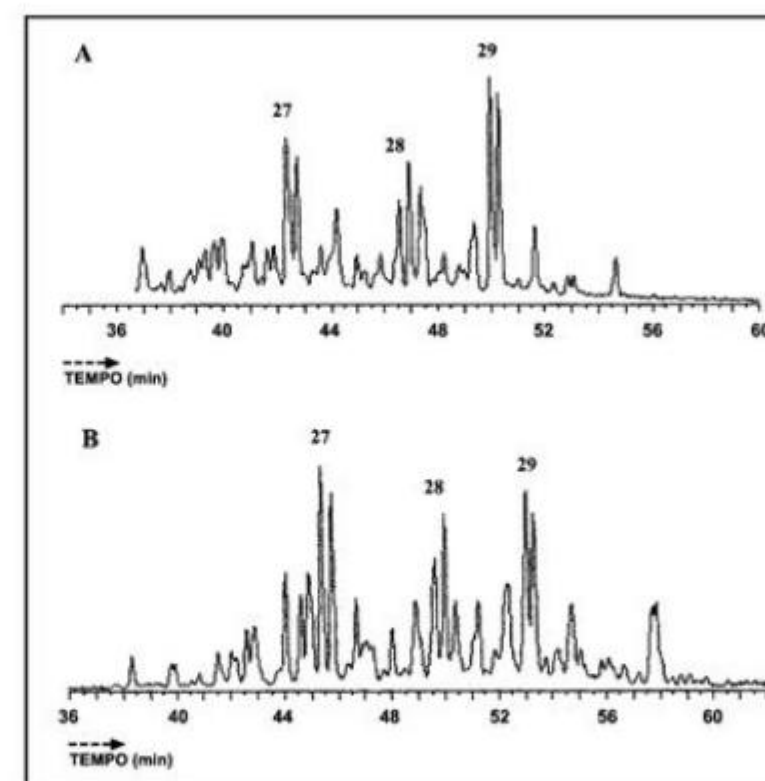
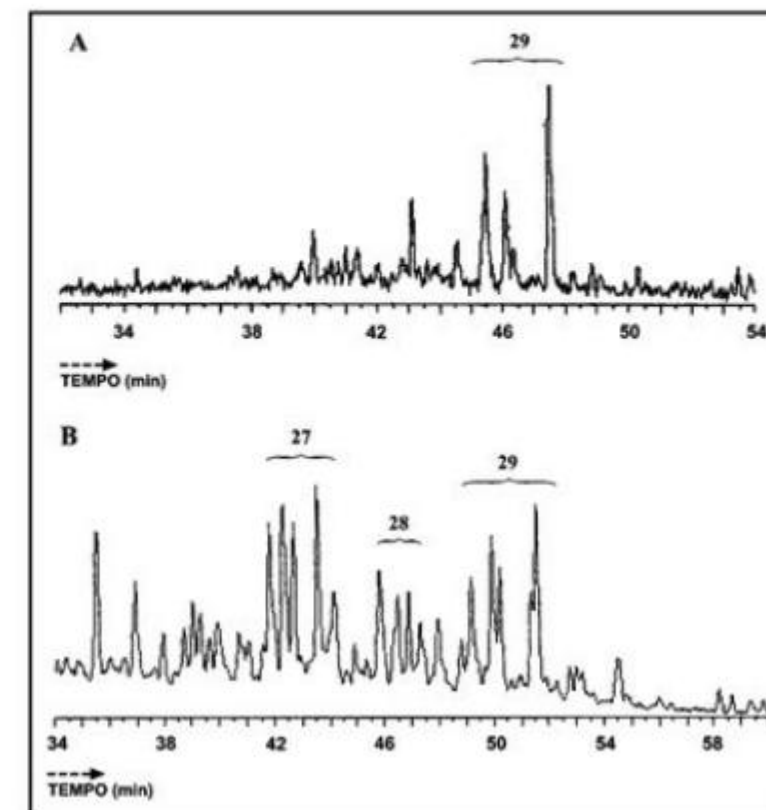



Figura 15.13 Esteranos regulares (m/z 218) de óleos marinhos derivados de rochas geradoras do Devoniano Superior (A) e do Cretáceo Inferior (B). 27, 28 e 29= esteranos regulares com 27, 28 e 29 átomos de carbono na estrutura. Nota-se um aumento da razão C_{28}/C_{29} esteranos do Devoniano para o Cretáceo, sugerindo uma certa relação entre a proporção dos precursores do C_{28} esterano com a idade da sedimentação.

Referências

AQUINO NETO, F. R.; TRUGUIS, J. A; AZEVEDO, D. A ; RODRIGUES, R. & SIMONEIT, B. R. T. 1989. Organic geochemistry of geographically unrelated *Tasmanites*. *In*: INTERNATIONAL MEETING ON ORGANIC GEOCHEMISTRY, 14, Paris, *Abstract*, p. 189.

BOON, J. J.; HINES, H.; BURLIGAME, A. L.; KLOK, J.; RIJPSTRA, W. I. C.; DE LEEUW, J. W.; EDMUNDS, K. E. & EGLINGTON, G. 1983. Organic geochemical studies of Solar Lake laminated cyanobacterial matts. *In:* BJOROY, M. *et alii* (eds.). *Advances on Organic Geochemistry,* 1981. J. Willey and Sons, New York, p. 207-227.

BRASSEL, S. C.; WARDROPER, A M. K; THOMPSON, I. D.; MAXWELL, J. R. & EGLINTON, G. 1981. Specific acyclic isoprenoids as biological markers of methanogenic bacteria in marine sediments. *Nature, 290*: 693-696.

CASPI, E.; ZANDER, J. M.; GREIG, J. B.; MALLORY, F. B.; CONNER, R. L. & LANDREY, J. R. 1968. Evidence for monoxidative cyclization of squalene in the biosyntesis of tetrahymanol. *Journal American Chemical Society, 90*: 3563-3564.

CHAPPE, B.; ALBRECHT, P. & MICHAELIS, W. 1982. Polar lipids of archaebacteria in sediments and petroleum. *Science, 217*: 65-66.

CONNAN. J.; BOUROULLEC, J.; DESSORT, D. & ALBRECHT, P. 1986. The microbial input in carbonate-anhydrite facies of a sabkha palaeoenvironment from Guatemala: A molecular approach. *Organic Geochemistry, 10*: 29-50.

DIDYK, B.; SIMONEIT, B. R. T.; BRASSEL, S. C. & EGLINTON, R. 1978. Organic geochemical indicators of palaeoenvironmental conditions of sedimentation. *Nature, 272*: 216-222.

EGLINGTON, G. & CALVIN, M. 1967. Chemical fossils. *Scientific American, 216*: 32-43.

GELPI, E.; SCHNEIDER, H.; MANN, J. & ORO, J. 1970. Hydrocarbons of geochemical significance in microscopic algae. *Phytochemistry, 9*: 603-612.

GOODWIN, N. S.; MANN, A. L. & PATIENCE, R. L. 1988. Structure and significance of C_{30} 4-methyl steranes in lacustrine shales and oils. *Organic Geochemistry, 12*: 495-506.

GRANTHAM, P. J. & WAKEFIELD, L. L. 1988. Variation of sterane carbon number distribution of marine source rock derived crude oils through geological time. *Organic Geochemistry, 12*: 61-73.

HOLBA, A. G.; TEGELAR, E.; ELLIS, L.; SINGLETARY, M. S. & ALBRECHT, P. 2000. Tetracyclic polyprenoids: indicators of freshwater (lacustrine) algal input. *Geology, 28*: 251-254.

KATZ, B. J. & ELROD, L. W. 1983. Organic geochemistry of DSDP Site 467, offshore California, Middle Miocene to Lower Pliocene strata. *Geochimica Cosmochimica Acta, 47*: 389-396.

KLEEMANN, G.; PORALLA, K.; ENGLERT, G.; KJOSEN, H.; LIASSEN-JENSEN, S.; NEUNLIST, S. & ROHMER, M. 1990. Tetrahymanol from phototrophic bacterium *Rhodopseumonas palustris*: first report of a gammacerane triterpene from a prokaryote. *Journal of General Microbiology, 136*: 2551-2553.

MACKENZIE, A. S. 1984. Application of biological markers in petroleum geochemistry. *In:* BROOKS, J. & WELTE, D. (eds.). *Advances in Petroleum Geochemistry*, London, Academic Press, *1*: 115-214.

MOLDOWAN, J. M.; SEIFERT, W. K. & GALLEGOS, E. J. 1985. Relationship between petroleum composition and depositional environment of petroleum source-rocks. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin, 69*: 1255-1268.

OURISSON, G.; ALBRECHT, P. & ROHMER, M. 1984. The microbial origin of fossil fuels. *Scientific American, 251*: 44-51.

PETERS, K. E. & MOLDOWAN, J. M. 1991. Effects of source, thermal maturity, and biodegradation on the distribution and isomerization of homohopanes in petroleum. *Organic Geochemistry, 17*: 47-61.

PETERS, K. E. & MOLDOWAN, J. M. 1993. *The Biomarker Guide- Interpreting Molecular Fossils in Petroleum and Ancient Sediments*, Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, 263 p.

PETERS, K. E.; MOLDOWAN, J. M.; SCHOELL, M. & HEMPKINS, W. B. 1986. Petroleum isotopic and biomarker composition related to source rock organic matter and depositional environment. *Organic Geochemistry, 10*: 17-27.

REED, J. D.; ILLICH, H. A. & HORSFIELD, B. 1986. Biochemical evolutionary significance of Ordovician oils and their sources. *Organic Geochemistry, 10*: 347-358.

RODRIGUES, R. 1995. *A geoquímica orgânica na Bacia do Parnaíba*. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 225 p.

RODRIGUES, R. & TAKAKI, T. 1987. O Cretáceo Inferior nas bacias sedimentares da costa sudeste do Brasil: análises isotópicas e suas implicações paleoambientais. *Revista Brasileira de Geociências, 17*: 177-179.

SCHIEFELBEIN, C.F.; ZUMBERGE, J. E.; CAMERON, N. C. & BROWN, S. W. 2000. Geochemical comparison of crude oil along the South Atlantic margins. *In:* MELLO, M.R. & KATZ, B.J. (eds.). *Petroleum Systems of South Atlantic Margins*. AAPG Memoir, *73*: 15-26.

SCHOELL, M.; HWANG, R. J.; CARLSON, R. M. K. & WELTON, J. E. 1994. Carbon isotopic composition of individual biomarkers in gilsonites (Utah). *In*: SCHOELL, M. & HAYES, J. M. (eds.). *Compound-Specific Analysis in Biogeochemistry and Petroleum Research. Organic Geochemistry, 21*: 673-683.

SCHWARK, L. & PÜTTMAN, W. 1990. Aromatic hydrocarbon composition of the Permian Kuperschiefer in the Lower Rhine Basin, NW Germany. *Organic Geochemistry, 16*: 749-761.

SEIFERT, W. K.; MOLDOWAN, J. M.; SMAITH, G. W. & WHITEHEAD, E. V. 1978. First proof of a C_{28}-pentacyclic triterpane in petroleum. *Nature, 271*: 436-437.

SINNINGHE DAMSTÉ, J. S.; KENIG, F.; KOOPMANS, M. P.; KÖSTER, J. SCHOUTEN, S.; HAYES, J. M. & De LEEUW, J. W. 1995. Evidence for gammacerane as an indicator of water column stratification. *Geochimica Cosmochimica Acta, 59*: 1895-1900.

SOFER, Z. 1993. Distribution of genetic oil families in West Africa based on biomarker ratios. *In*: LATIN AMERICAN CONGRESS ON ORGANIC GEOCHEMISTRY, 3, Manaus Nov. 22-25, 1992, *Extended Abstract*, p. 134-137.

TEN HAVEN, H. L.; DE LEEUW, J. W.; RULLKÖTTER, J. W. & SINNINGHE-DAMSTE, J. S. 1987. Restricted utility of the pristine/phytane ratio as a palaeoenvironmental indicator. *Nature, 300*: 641-643.

TISSOT, B. P. & WELTE, D. H. 1984. *Petroleum Formation and Occurrence*, Springer Verlag, New York, 699 p.

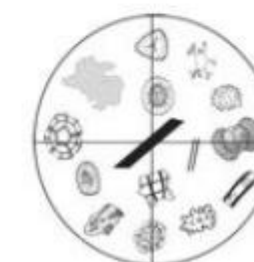
VOLKMAN, J. K.; BANKS, M. R.; DENWER, K. & AQUINO NETO, F. R. 1989. Biomarker composition and depositional setting Tasmanite oil shale from northern Tasmania, Australia. *In:* INTERNATIONAL MEETING ON ORGANIC GEOCHEMISTRY, 14, Paris, *Abstract*, p. 168.

WHITEHEAD, E. V. 1974. The structure of petroleum pentacyclanes. *In*: TISSOT, B. & BIENNER, F. (eds.). *Advances on Organic Geochemistry*. Éditions Technip, p. 225-243.

ZUMBERGE, E. J. 1987. Prediction of source rocks characteristics based on terpane biomarkers in crude oils: a multivariate statistical approach. *Geochimica Cosmochimimica Acta, 51*: 1625-1637.

16

PALINOFÁCIES

João Graciano Mendonça Filho
Taíssa Rêgo Menezes
Joalice de Oliveira Mendonça
Antonio Donizeti de Oliveira
Marcelo de Araujo Carvalho
Alexandre Jonas Sant'Anna
Jaqueline Torres de Souza

Introdução

A matéria orgânica contida em rochas sedimentares geralmente representa a menor proporção da fração sedimentar, e é constituída por moléculas orgânicas (sob a forma de monômeros e polímeros), derivada direta ou indiretamente da parte orgânica dos organismos, composta pelos elementos C – carbono, H – hidrogênio, O – oxigênio, N – nitrogênio e S – enxofre, excluindo-se esqueletos, conchas, ossos, espinhos e dentes (Tissot & Welte, 1984).

Nas rochas sedimentares, o Carbono está presente em duas formas: *carbono reduzido*, em função de processos biológicos ao longo do tempo geológico e *carbono oxidado*, principalmente na forma de carbonatos (Brooks *et alii*, 1987).

A presença de componentes de origem orgânica nos sedimentos reúne um conjunto de fatores que atuam na tríade *produção–acumulação–preservação* da matéria orgânica ao longo do tempo geológico e fazem parte do Ciclo do Carbono Orgânico (figura 16.1). De acordo com Traverse (1994), esses fatores resultam em uma complexa associação entre a origem, transporte e deposição de partículas orgânicas.

A base para a produção de matéria orgânica é a fotossíntese, que consiste em um processo de reação do hidrogênio (H) da molécula de água (H_2O), com o dióxido de carbono (CO_2) que, com a absorção de energia (energia luminosa), produz matéria orgânica sob a forma de glicose ($C_6H_{12}O_6$). A glicose, que é relativamente rica em energia, é sintetizada pelas plantas verdes com a ajuda da luz solar. A partir da glicose, os organismos autotróficos (aqueles que sintetizam matéria orgânica) podem metabolizar polissacarídeos (celulose, amido) e todos os demais constituintes necessários à própria subsistência.

A produção orgânica primária é expressa em **Carbono Orgânico** (C_{org}) e, para se fazer o balanço do carbono orgânico usado na fotossíntese durante a história do planeta Terra, seria necessário somar todo o carbono orgânico presente nas águas e nos sedimentos (Tissot & Welte, 1984).

A acumulação de matéria orgânica sedimentar foi um importante mecanismo para fixação do carbono orgânico na crosta terrestre, contudo estima-se que a preservação global de C_{org} durante a história geológica da Terra seja de 0,1% de sua produção, devido à rápida degradação química ou microbiológica sofrida pelos organismos mortos durante o ciclo bioquímico do CO_2 (Brooks *et alii*, 1987).

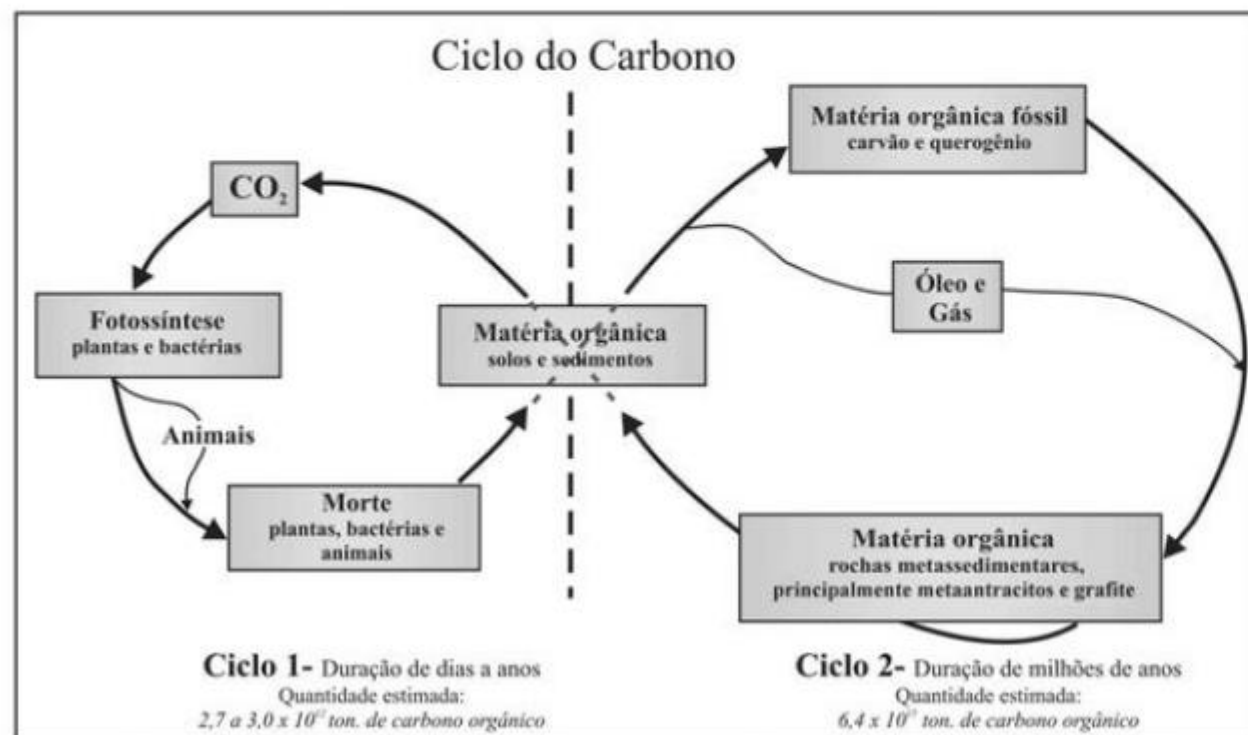



Figura 16.1 Dois principais ciclos do Carbono Orgânico na Terra (Tissot & Welte, 1984).

A partir do soterramento, a transformação físico-química da matéria orgânica não pode ser considerada como um processo isolado, pois os fatores atuam também nas variações de composição da fração mineral e da água intersticial presente nos sedimentos. Várias mudanças composicionais no conteúdo sedimentar são impostas inicialmente pela atividade biológica (microbiana), seguida pela ação da temperatura e pressão. Esta série contínua de processos é denominada de *maturação térmica* e está dividida em três estágios consecutivos: *diagênese*, *catagênese* e *metagênese*, que atuam no ciclo do carbono e causam mudanças progressivas e irreversíveis na composição da matéria orgânica sedimentar (Tissot & Welte, 1984).

Dessa forma, os fatores que controlam e influenciam na produção, acumulação e preservação da matéria orgânica sedimentar devem ser classificados dentro de quatro categorias inter-relacionadas: biológica, física, química e geológica (Brooks *et alii*, 1987; Tyson, 1995; Mendonça Filho, 1999):

- condições ambientais que controlam a produção de matéria orgânica na biosfera;
- processos ecológicos e sedimentológicos que controlam tanto a distribuição, quanto a decomposição da matéria orgânica;
- processos geomicrobiológicos e biogeoquímicos que influenciam na preservação da matéria orgânica;
- processos geoquímicos e físicos que determinam a modificação da matéria orgânica durante sua incorporação na geosfera.

Os conceitos que envolvem toda a análise da matéria orgânica sedimentar baseiam-se, principalmente, na interação da biosfera com a geosfera, e conferem um caráter multidisciplinar para esse estudo, com o envolvimento de diferentes especialidades, tais como ciências geológicas, biológicas e ambientais (Tyson, 1987; 1995).

Os estudos baseados nas concentrações da matéria orgânica sedimentar em ambientes marinhos e continentais tornaram-se, nos últimos 30 anos, uma poderosa ferramenta tanto para a caracterização de paleoambientes deposicionais, quanto na avaliação de bacias sedimentares com potencial petrolífero (Didyk *et alii*, 1978; Batten, 1982a; Jones & Edison, 1979; Jones, 1987; Powell, 1987; Tyson, 1987; Jacobson, 1991; Pasley, 1991; Gorin & Steffen, 1991; Oboh-Ikuenobe *et alii*, 1997; Turnau & Racki, 1999; Stasiuk, 1999; Mendonça Filho, 1999; Vincent & Tyson, 1999; Buckley & Tyson, 2003; Schiøler *et alii*, 2003; Nzoussi-Mbassani *et alii*, 2003; Carvalho *et alii*, 2006a; 2006b).

As razões para a determinação da origem e da caracterização das associações naturais de vários grupos de organismos nas diferentes províncias contribuem para a obtenção de informações sobre:

- condições deposicionais de estratos sedimentares;
- investigação de fluxos de carbono, especialmente em relação à profundidade da coluna d'água, produtividade primária, razões de acumulação de sedimentos, oxigenação da coluna d'água e clima;
- reatividade bioquímica da matéria orgânica (processos de degradação bacteriana);
- investigação do funcionamento de ecossistemas (construção dos estoques de carbono, produção, consumo pelágico e bentônico);
- investigação de fontes tróficas bentônicas (detritos da cadeia alimentar);
- variações da modelagem na composição da atmosfera através do tempo (CO_2, O_2);
- predição do potencial de rochas geradoras de hidrocarbonetos;
- quantificação e qualificação do tipo de hidrocarboneto gerado durante o aumento da profundidade de soterramento;
- estágio de maturidade térmica;
- determinação de impactos antropogênicos nos fluxos de carbono, tais como, poluição, eutrofização, rejeitos da mineração de carvão, queima de combustíveis fósseis, contaminações por derrames acidentais de petróleo e seus derivados.

O Conceito de Palinofácies

O termo *palinofácies* foi introduzido por Combaz (1964) em um período importante na estruturação da Petrografia Orgânica, pois os estudos da matéria orgânica sedimentar se concentravam na Palinologia e na Petrografia do Carvão. Combaz, em seu trabalho desenvolvido na *Companhia Francesa de Petróleo*, descreveu a assembleia total de constituintes da matéria orgânica contida em um sedimento após a remoção da matriz sedimentar (mineral) pela acidificação com ácido clorídrico (HCl) e fluorídrico (HF). Inicialmente, este autor determinou as proporções dos fragmentos orgânicos isolados (esporos, grãos de pólen, fragmentos lenhosos) de rochas sedimentares e denominou estes resultados de *palinofácies*.

Na mesma percepção de *palinofácies* de Combaz (1964), o termo *fácies palinológicas* foi proposto por Hughes & Moody-Stuart (1967) que, a partir daí, direcionaram os resultados palinológicos para estudos de paleobotânica.

O conceito de palinofácies foi aplicado por Batten (1981; 1982a; 1982b) tanto para estudos paleoambientais e bioestratigráficos, como também, para a investigação do potencial gerador de hidrocarbonetos e da maturação térmica em rochas sedimentares.

O termo palinofácies é utilizado por Traverse (1994), desde 1960, para se referir à concentração local de certos palinomorfos particulares indicativos de um tipo de *biofácies*. O autor considera que a pesquisa de palinofácies voltada para estudos geológicos sobre o paleoambiente de deposição de uma determinada rocha deveria ser denominada de *palinolitofácies*.

Em 1970, a integração de métodos de microscopia e geoquímica orgânica, resultou no conceito de "*Fácies Orgânica*", e, a partir daí, houve um rápido desenvolvimento dos estudos sobre matéria orgânica sedimentar, impulsionado pelos estudos ligados à avaliação de rochas geradoras de hidrocarbonetos.

Os termos "*Organopalinologia*" e "*Organopalinofácies*" foram adotados por Quadros (1975) para a investigação da matéria orgânica em rochas sedimentares, através de técnicas de microscopia voltadas para a Geoquímica Orgânica.

O conjunto de parâmetros de petrografia orgânica e geoquímica foi sintetizado por Cornford *et alii* (1979) que caracterizam uma associação de sedimentos como "*Organofácies*".

A palinofácies pode ser considerada um aspecto particular dos estudos de fácies orgânica (aquela que pode ser caracterizada por estudo palinológico da matéria orgânica), podendo assim, ser considerada como "*fácies orgânica definida palinologicamente*" (Habib, 1982).

Algumas publicações foram importantes para difundir o conceito e a aplicação da técnica de palinofácies,

como os artigos de Tyson (1993) e de Batten (1996a) e o livro *Sedimentary Organic Matter – Organic Facies and Palynofacies* de Tyson (1995), que define palinofácies como "*um corpo de sedimento contendo uma assembleia distinta de matéria orgânica palinológica que reflete um grupo específico de condições ambientais, podendo ser associada com um potencial de geração de hidrocarbonetos característico*". Esses trabalhos ressaltam a importância do caráter interdisciplinar da análise da matéria orgânica particulada e especialmente, a combinação da Palinofácies com a Geoquímica Orgânica e sua aplicação na Geologia do Petróleo.

No Brasil, Mendonça Filho (1999) foi responsável pela aplicação e divulgação dos conceitos baseados nos trabalhos de Richard V. Tyson, utilizando a faciologia orgânica (Palinofácies + Geoquímica Orgânica) no estudo de rochas do Paleozoico Superior da Bacia do Paraná.

Análise de Palinofácies

A análise de palinofácies compreende o estudo da fração particulada da matéria orgânica sedimentar. Sabe-se que a matéria orgânica sedimentar é dividida em duas frações: *querogênio* e *betume*, sendo que o querogênio é o termo mais comumente utilizado para descrever a matéria orgânica particulada contida em rochas sedimentares.

Como a análise de palinofácies envolve um estudo palinológico e não geoquímico; essa definição é comparada ao conceito palinológico de que o *querogênio* é a fração da matéria orgânica insolúvel em solventes orgânicos, sendo resistente ao ataque dos ácidos clorídrico e fluorídrico na dissolução da matriz mineral no processo de seu isolamento. A fração da matéria orgânica solúvel em solventes orgânicos é denominada *betume*.

O querogênio foi definido por Forsman & Hunt (1958), como a matéria orgânica dispersa em sedimentos insolúveis em solventes orgânicos, em contraste com a matéria orgânica extraível (betume). Durand (1980) define o querogênio como todo *material orgânico sedimentar insolúvel em solventes orgânicos*, incluindo não só a matéria orgânica dispersa em rochas sedimentares, como também, os depósitos de carvões húmicos e sapropélicos, substâncias asfálticas e a matéria orgânica em sedimentos recentes. Para Tissot & Welte (1984), o querogênio é o constituinte orgânico de rochas sedimentares que são insolúveis em componentes aquosos e alcalinos e em solventes orgânicos.

Para os palinólogos e petrólogos orgânicos, o querogênio pode ser definido como *matéria orgânica particulada*. Participantes do *Open Workshop on Organic Matter Classification* (University of Amsterdã, junho de 1991) decidiram adotar o termo "*matéria orgânica palinológica*" para descrever o querogênio observado em luz transmitida.

A avaliação do querogênio em rochas sedimentares utiliza técnicas de microscopia que permitem a análise tanto em amostras de concentrado de querogênio, *análise de palinofácies* (Tyson, 1984, 1987; Oboh, 1992; Batten, 1996a; Araujo *et alii*, 1998; Follows & Tyson, 1998; Mendonça Filho, 1999; Carvalho, 2001; Menezes, 2002; Oliveira, 2003; Menezes & Mendonça Filho, 2004; Meyer *et alii*, 2005; Souza, 2007), quanto em amostras de rocha total através da *petrografia orgânica* (Chow *et alii*, 1995; Stasiuk, 1996, 1999; Stasiuk & Fowler, 2004).

O objetivo da palinofácies consiste em integrar todos os aspectos da assembleia de componentes orgânicos particulados como:

- identificar os componentes palinológicos individuais;
- classificar os grupos e subgrupos do querogênio;
- determinar as proporções relativas atentando particularmente, para tamanho, forma e estado de preservação.

A caracterização da origem dos precursores botânicos (querogênio), bem como a determinação da abundância relativa e do grau de preservação dos diferentes constituintes, conjuga técnicas de microscopia sob luz branca transmitida e azul/ultravioleta incidente (fluorescência) em lâminas organopalinológicas, ou seja, lâminas contendo o concentrado de querogênio.

Os três grupos morfológicos principais que podem ser reconhecidos nas associações da matéria orgânica particulada são: Matéria Orgânica Amorfa, Fitoclastos e Palinomorfos.

Diferentes classificações para os tipos de querogênio foram propostas utilizando tanto a terminologia sistemática da petrografia orgânica sob luz branca refletida para classificação dos macerais, como a identificação dos componentes orgânicos particulados sob luz branca transmitida (Staplin, 1969; Correia, 1971; Burgess, 1974; Hart, 1979; Combaz, 1980; Masran & Pocock, 1981; Whitaker, 1984; Tyson, 1984).

No entanto, é importante utilizar um sistema de classificação dos grupos e subgrupos do querogênio que forneça o máximo de informação sobre as variáveis envolvidas, ou seja, o sistema de classificação deve também realçar os fatores que são mais relevantes para os objetivos do estudo em particular. Nesse caso, significa ter uma rigorosa subdivisão das categorias, com o objetivo de identificar qualquer variação quantitativa que poderia estar relacionada aos principais controles na distribuição da matéria orgânica e, assim, utilizar esses fatores na determinação do significado paleoambiental.

As figuras 16.2, 16.3 e 16.4 mostram o sistema de classificação detalhado dos componentes palinológicos individuais com base em Tyson (1995), Mendonça Filho (1999) e Mendonça Filho *et alii* (2002), indicando o uso apropriado da nomenclatura para observação do querogênio sob luz branca transmitida.

As determinações das abundâncias relativas dos grupos e subgrupos do querogênio são obtidas inicialmente por uma contagem de 300 a 500 partículas obedecendo à classificação proposta. Todas as partículas são contadas, exceto aquelas com tamanho inferior a 10 μm (retículo graduado) e qualquer contaminante, sendo que os fragmentos de palinomorfos, não identificáveis (com menos da metade da forma e tamanho original), são ignorados) No caso dos palinomorfos com tamanho inferior a 10 μm (medida através de um retículo graduado), não é realizada qualquer contagem indiferenciada, sendo que tais partículas são consideradas equivalentes àquelas com tamanho igual ou superior a 10 μm.

Após a contagem dos componentes orgânicos particulados, os valores absolutos são recalculados para valores percentuais e normalizados a 100%.

De posse das informações sobre a origem, grau de preservação e tendência de distribuição de cada componente orgânico que caracterizam as associações de palinofácies, o pesquisador poderá obter respostas no âmbito da Sedimentologia, dos estudos de Sequências Estratigráficas, Micropalentologia e da Geoquímica Orgânica, além da possibilidade de ser utilizada em outros estudos relacionados às Geociências. Os dados das associações de palinofácies poderão:

- determinar a magnitude e locação de *inputs* terrígenos (relação proximal–distal);
- determinar polaridade deposicional (eixos *onshore-offshore*);
- identificar as tendências de raseamento–aprofundamento;
- identificar as tendências regressivas-transgressivas no contexto da Estratigrafia de Sequências;
- caracterizar e subdividir fácies sedimentares uniformes;
- fornecer uma caracterização paleoambiental;
- determinar as fácies orgânicas propícias à geração de hidrocarbonetos.

GRUPO	SUBGRUPO	DESCRIÇÃO
MATÉRIA ORGÂNICA AMORFA	**"MOA"** Material orgânico derivado de ataque microbiológico.	Material não estruturado e com formato variado; cor: amarela-laranja-vermelho; laranja-marrom; cinza, algumas vezes com inclusões de palinomorfos, fitoclasto, pirita. Pode exibir ou não colorações de fluorescência.
	Bacteriana (Esteiras microbiais) Material orgânico derivado da produtividade microbiológica	Material amorfo não estruturado, intensamente fluorescente de origem bacteriana. Pode ser fina, "pelicular" (Combaz, 1980) com impressões de "crateras" pela dissolução de minerais carbonáticos da matriz inorgânica no processo de isolamento por maceração ácida. Pode apresentar-se também sob a forma de placas densas, compactas, com contornos angulares, por vezes exibindo estratificações.
	Resina Derivada de vegetais superiores terrestres de florestas tropicais e subtropicais.	Partícula não estruturada, hialina, usualmente arredondada, homogênea, fluorescente ou não-fluorescente.

Figura 16.2 Classificação da matéria orgânica particulada – GRUPO MOA (baseado em Tyson, 1995; Mendonça Filho, 1999; Mendonça Filho *et alii*, 2002; Mendonça Filho *et alii*, 2009).

			GRUPOS & SUBGRUPOS		DESCRIÇÃO
FITOCLASTO	Derivado de Vegetais Superiores Terrestres ou Fungos	Opaco	**Equidimensional**		Partícula de cor preta de forma quadrática, sem bioestruturas internas
			Alongado		Partícula de cor preta de forma alongada, comprimento três vezes maior que a largura, usualmente não apresenta estrutura interna, porém os de forma alongada podem, ocasionalmente, apresentar perfurações
			Corroído		Partícula de cor preta com contornos difusos e irregulares
		Não Opaco		**Hifas de Fungo**	Elemento filamentoso individual que forma o micélio da fase vegetativa dos fungos
			Não degradado contorno nítido, pode ser levemente irregular, ou mesmo, lascado ou ***Degradado*** contorno irregular e difuso, lascado ou ***Pseudoamorfo*** contorno difuso, não exibe coloração de fluorescência, altamente degradado ou ***Amorfizado*** contorno difuso, exibe coloração de fluorescência, oriundo de retrabalhamento microbiológico ou ***Em decomposição*** ***"Altamente preservado"*** contorno irregular sob luz branca transmitida, exibe coloração de fluorescência. As características petrográficas indicam elevado grau de preservação química, que só é possível, devido a condições específicas	**Não bioestruturado**	Partícula de cor marrom não bioestruturada
				Cutícula	Partículas cor amarelo-pálido a marrom-claro, delgadas, com estrutura celular, em alguns casos, com estômatos visíveis. Ocasionalmente, podem ocorrer tecidos cuticulares mais espessos, nesse caso, a cutícula está associada às camadas mais internas do vegetal, como córtex ou epiderme
				Membrana	Partículas de cor amarelo-pálido, comumente transparentes, sem estrutura celular
				Bioestruturado	Partícula de cor marrom bioestruturada Estriado Listrado Bandado Perfurado
		Esclereídeos	Células que formam o tecido esclerenquimático, com parede secundária espessada e impregnadas de lignina. Encontradas em diferentes partes do vegetal (raiz, caule e folha) e têm a função de sustentação e resistência. Os esclereídeos podem ocorrer total ou parcialmente carbonizados por processos de combustão e/ou oxidação, podendo ser classificados como componentes opacos (pretos) ou não opacos		

Figura 16.3 Classificação da matéria orgânica particulada – GRUPO FITOCLASTO (baseado em Tyson, 1995; Mendonça Filho, 1999; Mendonça Filho *et alii*, 2002; Mendonça Filho *et alii*, 2009).

GRUPO	SUBGRUPOS		DESCRIÇÃO	
PALINOMORFO	Esporomorfo	**Esporo**	Palinomorfo terrestre produzido por pteridófitas, briófitas e fungos	Palinomorfo de forma triangular ou circular, apresenta marca trilete ("Y") ou monolete (uma cicatriz). Ornamentação variada. Podem ocorrem como mássulas (*Azolla*), aglomerados e tétrades
		Grão de Pólen	Palinomorfo terrestre produzido por gimnospermas e angiospermas	Palinomorfo com morfologia complexa a simples, usualmente esférico a subesférico; ornamentação variada, pode apresentar aberturas.Podem ocorrem como aglomerados e tétrades
	Microplâncton de água doce	***Botryococcus***	Algas Chlorococcales	Colônias globulares irregulares; tamanho 30 a 2 000 μm, algumas vezes com vários lóbulos; laranja-marrom. Ordoviciano—Recente
		Pediastrum		Algas verdes coloniais, radialmente simétricas; tamanho 30-200 μm em diâmetro com dois chifres no anel mais externo das células. Células internas podem ser de forma irregular com espaços entre elas ou compactadas. Jurássico (?)—Recente
	Microplâncton marinho	**Cistos de Dinoflagelados**	Restos de cistos produzidos durante a parte sexual do ciclo de vida. Classe Dinophycea	Principal característica é a paratabulação que divide a teca do cisto em placas retangulares ou poligonais separadas por suturas. Três morfologias principais: proximados, cavados e corados. Existem espécies atuais de água doce. Triássico—Recente
		Prasinófitas	Microfósseis produzidos por pequenas algas quadriflageladas	Maioria, como Tasmanites, são esféricas; diâmetro 50 a 2 000 μm. Existem espécies atuais de água doce. Pré-Cambriano—Recente
		Acritarcos	Cistos fossilizados, unicelulares de parede orgânica. Não podem ser atribuídos a nenhum grupo conhecido de organismos	São eucariontes e de pequena dimensão (5 a 150 μm). Possuem simetria, forma, estrutura e tipo de desenvolvimento da ornamentação bem variados. Surgiram no Pré-Cambriano, com auge no Ord.—Dev. No Mesocenozoico exibem baixa diversidade
	Zoomorfo	**Palinoforaminífero**	Película interna quitinosa que reveste a carapaça de foraminíferos	Revestimento orgânico interno de testas de microforaminíferos recuperados na preparação de amostras para análises de palinofácies e palinologia. Coloração bege, marrom-claro a marrom-escuro. Principais morfogrupos: simples, unisseriais, bisseriais, espiralados e compostos
		Escolecodonte	Elementos dispersos do aparelho bucal de anelídeos poliquetas	Peças bucais, compostas por quitina. Ordoviciano inferior—Recente
		Quitinizoário	Vesículas em formato de frascos ou pequenas garrafas ocas (30 a 2 000 μm). afinidade incerta	Constituem um grupo extinto de organismos marinhos dotados de testas orgânicas de quitina. Ordoviciano—Devoniano
Outros	**Zooclastos (Graptólitos, Ovos de copépodes); *Spongiophyton***			

Figura 16.4 Classificação da matéria orgânica particulada – GRUPO PALINOMORFO (Tyson, 1995; Mendonça Filho, 1999; Mendonça Filho *et alii*, 2002).

Classificação e Tendência de Distribuição dos Grupos e Subgrupos do Querogênio

A. Grupo Matéria Orgânica Amorfa

O Grupo da Matéria Orgânica Amorfa, tradicionalmente referida como MOA, compreende todo componente orgânico particulado sem estrutura, incluindo matéria orgânica amorfa, derivada de bactérias (retrabalhamento e/ou produtividade orgânica primária), fitoplâncton, resinas de vegetais superiores e agregados orgânicos degradados (e. g. *pellets fecais* de zoomorfos). Outros materiais amorfos produtos de vegetais superiores também estão incluídos nesse grande grupo (Bustin, 1988), porém não são considerados MOA no seu *sensu* usual (Tyson, 1995) (figura 16.5).

O estado de preservação da MOA é importante na determinação de condições deposicionais e na caracterização do potencial de geração de hidrocarbonetos, podendo ser avaliada com técnicas de microscopia sob luz ultravioleta/azul incidente (fluorescência).

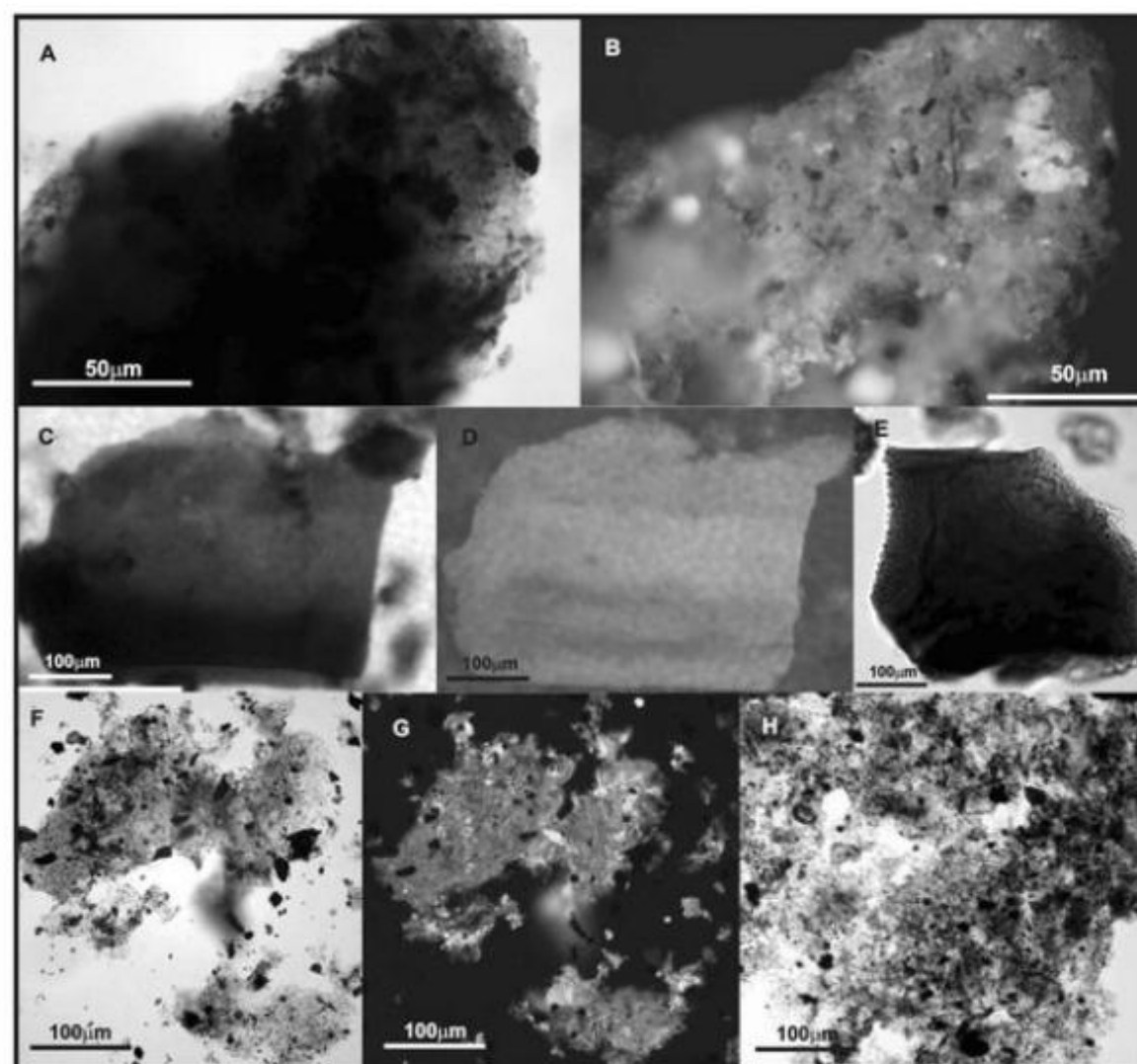



Figura 16.5 Grupo Matéria Orgânica Amorfa: (A) e (B) MOA em grumo denso. (C), (D) e (E) Resina. (F), (G) e (H) MOA em grumo fino. (*Fotomicrografias* (A), (C), (E), (F) e (H) sob luz branca transmitida; (B), (D) e (G) sob luz azul incidente – fluorescência.)

A elevada abundância relativa de MOA exibindo intensa coloração de fluorescência é característica de áreas de elevada preservação de matéria orgânica devido às condições redutoras, especialmente em áreas de alta produtividade primária (Tyson, 1993; 1995). Áreas afastadas de atividade flúvio-deltaica intensa (ambientes de baixa energia) também apresentam elevados percentuais, uma vez que ocorre processo de diluição por esporomorfos e fitoclastos (Tyson, 1987; 1989; 1993; Bustin, 1988).

Por vezes, em fácies deltaicas proximais de baixa energia, pode ser possível que algum material amorfo presente seja o produto da degradação de vegetais superiores.

De acordo com Jones (1987), o predomínio de MOA com intensas colorações de fluorescência, associada a elevados valores de índice de hidrogênio, é indicativo de fácies orgânica depositada sob uma coluna d'água anóxica persistente que usualmente ocorrem em ambientes lacustres, bem como folhelhos marinhos e ambientes carbonáticos.

O parâmetro de intensidade de fluorescência da MOA é controlado pelas condições redox dentro do qual ocorreu sua deposição, condições disóxico-anóxicas preservam os componentes lábeis (ricos em hidrogênio) da matéria orgânica amorfa. A fluorescência, como um todo, é parcialmente controlada pela fonte planctônica e os tipos de partículas inclusas e é um critério relevante para interpretações paleoambientais.

Os demais critérios que podem ser considerados na classificação do tipo de material orgânico amorfo são: cor (sob luz branca transmitida), heterogeneidade, forma e relevo, coesividade, conteúdo de pirita e associação típica.

B. Grupo Fitoclasto

O termo *fitoclasto* foi introduzido por Bostick (1971) para descrever todas as partículas tamanho argila ou areia fina do querogênio, derivado de vegetais superiores ou fungos, com autofluorescência (dependendo do tecido do qual derivam). Sendo divididos em opacos (pretos, carbonizados), não opacos (translúcidos), tecidos cuticulares e hifas de fungo (figura 16.6).

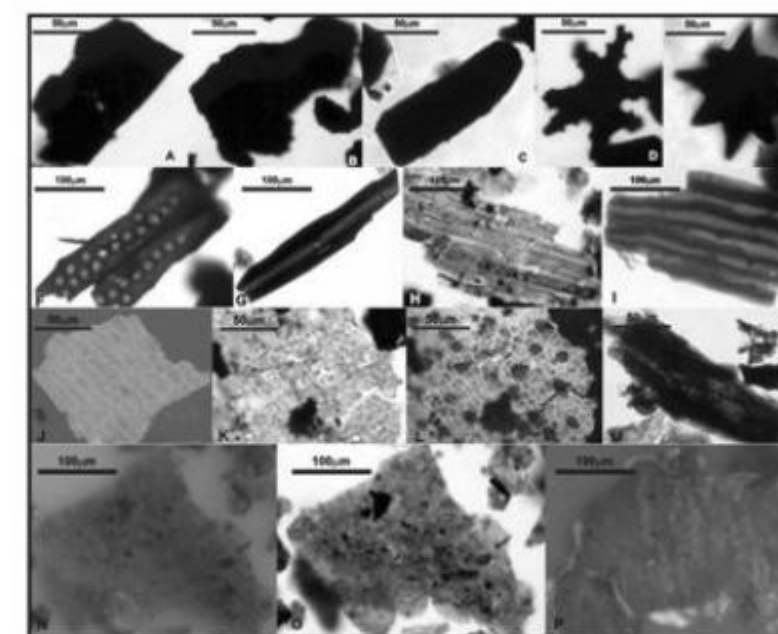



Figura 16.6 Grupo Fitoclasto: (A) a (C) Fitoclastos opacos. (D) e (E) Esclereídeos carbonizados. (F) a (I) Fitoclastos Não opacos bioestruturados (perfurado (F), bandado (G), estriado (H) e listrado (I)). (J) a (L) Tecidos cuticulares. (M) Fitoclasto não opaco e não bioestruturado. (N) e (O) Fitoclasto Amorfizado. (P) Fitoclasto Altamente Preservado (em decomposição). (Todas as fotomicrografias sob luz branca transmitida, exceto (J), (L), (N) e (P) sob luz azul incidente – fluorescência.)

Fitoclasto opaco

Os fitoclastos do tipo opaco (fragmentos de coloração preta, carbonizados) podem apresentar uma forma equidimensional (quadrático) ou alongada (retangular – onde o comprimento é três vezes maior que a largura). Usualmente não apresentam estrutura interna, porém os de forma alongada podem, ocasionalmente, apresentar perfurações.

Ainda dentro do subgrupo fitoclasto opaco ocorrem os *esclereídeos* carbonizados, células do tecido esclerenquimático com parede secundária espessada e impregnadas de lignina. Existem vários tipos e formas de esclereídeos, porém o tipo comumente identificado é o astroesclereídeo, devido à sua forma de estrela. O processo de carbonização desses componentes está, muito provavelmente, relacionado à combustão em incêndios naturais (Mendonça Filho *et alii*, 2007; Mendonça *et alii*, 2007).

Fitoclasto não opaco

Os fitoclastos do tipo não opaco (translúcido) podem apresentar colorações amarela, laranja-avermelhado, marrom-claro ou marrom muito escuro e são subdivididos em:

a) *Bioestruturados*: estão representados por fragmentos do xilema secundário dos vegetais e mostram alguma estrutura interna. E, de acordo com o tipo de estrutura interna que eles apresentam, são classificados como:

- *estriados* – apresentam lineações longitudinais de aspecto fibroso;
- *listrados* – com listras longitudinais irregulares ou desiguais;
- *bandados* – com espessamento lateral paralelo igual e regular;
- *perfurados* – apresentam perfurações.

b) *Não bioestruturados*: esse tipo não apresenta nenhuma estrutura interna.

Tecidos cuticulares

São partículas delgadas de coloração de amarelo-pálido a marrom-claro sob luz branca transmitida, representando a camada mais externa da epiderme das folhas dos vegetais. Ocasionalmente, podem ocorrer materiais cuticulares mais espessos, nesse caso a cutícula está associada às camadas mais internas da folha, como, por exemplo, epiderme e mesófilo.

Hifas de fungo

São fragmentos de restos de fungos semelhantes a tubos estreitos e delgados, os quais podem apresentar coloração de marrom a transparentes.

De acordo com a forma dos componentes do Grupo Fitoclasto as partículas podem se apresentar:

a) *Não degradadas* – exibem contornos nítidos, podendo ser levemente irregulares ou mesmo lascadas (termo não utilizado para partículas opacas);

b) *Degradadas* – exibem contornos irregulares (termo não utilizado para partículas opacas), por vezes difusos;

c) *Corroídas* (termo utilizado para as partículas opacas) – exibem contornos irregulares.

De acordo com o grau de preservação, os componentes do Grupo Fitoclasto podem se apresentar:

a) *Pseudoamorfos* – não exibem coloração de fluorescência e possuem aspecto de MOA, particularmente apresentam margens gradacionais, são homogêneos e sem inclusões;

b) *Amorfizados* – apresentam coloração de fluorescência, exibem aspecto de MOA, contornos irregulares e podem apresentar inclusões (retrabalhados microbiologicamente);

c) *Altamente preservados* ("em decomposição") – exibem coloração de fluorescência e contornos irregulares. As características petrográficas indicam elevado grau de preservação em decorrência da preservação da composição química, porém com perda da integridade física.

É importante destacar que existe uma diferença marcante entre degradação e decomposição das partículas orgânicas, onde a ocorrência desses dois processos de modificação da matéria orgânica particulada parece ser decorrência exclusiva das condições ambientais de deposição (regime de oxigênio, energia do corpo d'água, presença ou ausência de micro-organismos anaeróbicos).

A *degradação* é um processo de modificação da composição química, acompanhada ou não, de alteração na integridade física da partícula, onde a oxidação é o processo mais comum de degradação físico-química.

A *decomposição* de um componente orgânico particulado consiste em processo onde a integridade física pode ser severamente alterada, porém as características químicas (composição química) são preservadas.

Existe um outro processo que altera significativamente as características físicas e a composição química das partículas derivadas do lenho de macrófitas terrestres. Esse processo é denominado amorfização, onde tais partículas sofrem um processo de retrabalhamento microbiológico, modificando sua composição química e alterando suas características físicas, de acordo com a origem dos componentes.

Outros critérios para descrição dos fitoclastos são utilizados para trabalhos detalhados de palinofácies, tais como tamanho, autofluorescência, angularidade. Até mesmo a abundância desse grupo de componentes e sua associação com outros grupos devem ser levadas em consideração.

Associações com moderados a elevados percentuais de fitoclastos estão condicionadas às tendências de *preservação seletiva* (tendência proximal-distal) e à *sedimentação seletiva* (relacionadas às condições hidrodinâmicas). Esses fatores controlam não só as variações na abundância relativa do Grupo Fitoclasto, como também, as modificações ocorridas no conteúdo do tipo de fitoclasto presente na assembleia de componentes orgânicos particulados (Tyson, 1995; Mendonça Filho, 1999).

Segundo Wollast (1983), quase toda matéria orgânica de origem terrestre é transportada pelos rios até alcançar o oceano, mas frequentemente quase toda ela é removida de zonas estuarinas.

Degens & Mopper (1976) sugerem que somente os sedimentos depositados em regiões estuarinas ou próximos às linhas de costa revelam forte influência terrígena, não considerando condições transgressivas e regressivas, contudo sabe-se que picos globais de redeposição de matéria orgânica terrestre no oceano coincidem com o rebaixamento do nível do mar.

A maior parte da matéria orgânica terrestre é depositada próxima à desembocadura dos rios e permanece na plataforma interna. No entanto, quantidades significativas podem alcançar a plataforma externa somente quando a descarga dos rios é alta, ou quando a plataforma é estreita e cortada por *canyons* onde há alta frequência de correntes de turbidez (Müller, 1959; Hedges & Parker, 1976; Pocklington & Leonard, 1979; Tyson, 1984).

Um alto suprimento de fitoclastos pode diluir todos os outros componentes orgânicos e refletir características proximais, onde a deposição ocorre próximo à floramãe, porém a abundância de material alóctone também pode estar relacionada a processos de retrabalhamento de plataforma. Portanto, uma identificação e classificação detalhada do Grupo Fitoclasto é necessária para compreender tanto o processo de preservação seletiva quanto a relação *proximal-distal* dos aportes de matéria orgânica terrestre em sítios deposicionais marinhos.

Segundo Habib & Miller (1989), fácies orgânica com predomínio de tecidos lenhosos pode representar um episódio de progradação deltaica para dentro da plataforma; além disso, fácies orgânica com predomínio de inertinitas representa um evento de regressão marinha.

Os estudos de Cornford (1979), Welte *et alii* (1979) e Tissot *et alii* (1980), em porções mais distais da bacia, reportam elevadas percentagens de matéria orgânica terrestre em sedimentos marinhos de águas profundas.

Watanabe & Akiyama (1998) identificaram uma associação de palinofácies com predomínio de matéria orgânica lenhosa em depósitos turbidíticos da Formação Teradomari (Mioceno), Japão.

Particularmente, através de leques submarinos, quantidades significativas de cutículas atingem áreas profundas da bacia, depositadas a partir dos *canyons*. Boulter & Riddick (1986) observaram que cutículas são relativamente mais abundantes em regiões de mais alta energia em leques submarinos, especialmente nos canais arenosos. E sugerem que este material flutuante passa normalmente pelos leques, e é rapidamente trapeado pela rápida sedimentação durante deposição de areias por fluxos gravitacionais.

Em estudos de palinofácies de sedimentos pleistocênicos do talude continental da Bacia de Campos, Menezes (2002) determinou assembleias de componentes da matéria orgânica com predomínio de fitoclastos (principalmente cutículas) com características de deposição em fácies proximais (flúvio-deltaica) à fácies de talude e de bacia marginal.

Roncaglia (2002) estudou turbiditos siliciclásticos-carbonáticos de idade Maastrichtiano Inferior depositados em um ambiente marinho aberto e profundo, com uma palinofácies típica de ambiente marinho sujeito ao elevado aporte terrestre devido a uma fonte flúvio-deltaica próxima. Entretanto, o autor sugere que a abundância de material alóctone pode ser oriunda de retrabalhamento de plataforma.

Arai *et alii* (2006) registraram a ocorrência sistemática de palinofácies com predominância de matéria orgânica continental carbonizada (predomínio de inertinitas) no Santoniano das bacias de Campos e Santos, evidenciando grandes incêndios recorrentes no con-

Fitoclasto opaco

Os fitoclastos do tipo opaco (fragmentos de coloração preta, carbonizados) podem apresentar uma forma equidimensional (quadrático) ou alongada (retangular – onde o comprimento é três vezes maior que a largura). Usualmente não apresentam estrutura interna, porém os de forma alongada podem, ocasionalmente, apresentar perfurações.

Ainda dentro do subgrupo fitoclasto opaco ocorrem os *esclereídeos* carbonizados, células do tecido esclerenquimático com parede secundária espessada e impregnadas de lignina. Existem vários tipos e formas de esclereídeos, porém o tipo comumente identificado é o astroesclereídeo, devido à sua forma de estrela. O processo de carbonização desses componentes está, muito provavelmente, relacionado à combustão em incêndios naturais (Mendonça Filho *et alii*, 2007; Mendonça *et alii*, 2007).

Fitoclasto não opaco

Os fitoclastos do tipo não opaco (translúcido) podem apresentar colorações amarela, laranja-avermelhado, marrom-claro ou marrom muito escuro e são subdivididos em:

a) *Bioestruturados*: estão representados por fragmentos do xilema secundário dos vegetais e mostram alguma estrutura interna. E, de acordo com o tipo de estrutura interna que eles apresentam, são classificados como:

- *estriados* – apresentam lineações longitudinais de aspecto fibroso;
- *listrados* – com listras longitudinais irregulares ou desiguais;
- *bandados* – com espessamento lateral paralelo igual e regular;
- *perfurados* – apresentam perfurações.

b) *Não bioestruturados*: esse tipo não apresenta nenhuma estrutura interna.

Tecidos cuticulares

São partículas delgadas de coloração de amarelo-pálido a marrom-claro sob luz branca transmitida, representando a camada mais externa da epiderme das folhas dos vegetais. Ocasionalmente, podem ocorrer materiais cuticulares mais espessos, nesse caso a cutícula está associada às camadas mais internas da folha, como, por exemplo, epiderme e mesófilo.

Hifas de fungo

São fragmentos de restos de fungos semelhantes a tubos estreitos e delgados, os quais podem apresentar coloração de marrom a transparentes.

De acordo com a forma dos componentes do Grupo Fitoclasto as partículas podem se apresentar:

a) *Não degradadas* – exibem contornos nítidos, podendo ser levemente irregulares ou mesmo lascadas (termo não utilizado para partículas opacas);

b) *Degradadas* – exibem contornos irregulares (termo não utilizado para partículas opacas), por vezes difusos;

c) *Corroídas* (termo utilizado para as partículas opacas) – exibem contornos irregulares.

De acordo com o grau de preservação, os componentes do Grupo Fitoclasto podem se apresentar:

a) *Pseudoamorfos* – não exibem coloração de fluorescência e possuem aspecto de MOA, particularmente apresentam margens gradacionais, são homogêneos e sem inclusões;

b) *Amorfizados* – apresentam coloração de fluorescência, exibem aspecto de MOA, contornos irregulares e podem apresentar inclusões (retrabalhados microbiologicamente);

c) *Altamente preservados* ("em decomposição") – exibem coloração de fluorescência e contornos irregulares. As características petrográficas indicam elevado grau de preservação em decorrência da preservação da composição química, porém com perda da integridade física.

É importante destacar que existe uma diferença marcante entre degradação e decomposição das partículas orgânicas, onde a ocorrência desses dois processos de modificação da matéria orgânica particulada parece ser decorrência exclusiva das condições ambientais de deposição (regime de oxigênio, energia do corpo d'água, presença ou ausência de micro-organismos anaeróbicos).

A *degradação* é um processo de modificação da composição química, acompanhada ou não, de alteração na integridade física da partícula, onde a oxidação é o processo mais comum de degradação físico-química.

A *decomposição* de um componente orgânico particulado consiste em processo onde a integridade física pode ser severamente alterada, porém as características químicas (composição química) são preservadas.

Existe um outro processo que altera significativamente as características físicas e a composição química das partículas derivadas do lenho de macrófitas terrestres. Esse processo é denominado amorfização, onde tais partículas sofrem um processo de retrabalhamento microbiológico, modificando sua composição química e alterando suas características físicas, de acordo com a origem dos componentes.

Outros critérios para descrição dos fitoclastos são utilizados para trabalhos detalhados de palinofácies, tais como tamanho, autofluorescência, angularidade. Até mesmo a abundância desse grupo de componentes e sua associação com outros grupos devem ser levadas em consideração.

Associações com moderados a elevados percentuais de fitoclastos estão condicionadas às tendências de *preservação seletiva* (tendência proximal-distal) e à *sedimentação seletiva* (relacionada às condições hidrodinâmicas). Esses fatores controlam não só as variações na abundância relativa do Grupo Fitoclasto, como também, as modificações ocorridas no conteúdo do tipo de fitoclasto presente na assembleia de componentes orgânicos particulados (Tyson, 1995; Mendonça Filho, 1999).

Segundo Wollast (1983), quase toda matéria orgânica de origem terrestre é transportada pelos rios até alcançar o oceano, mas frequentemente quase toda ela é removida de zonas estuarinas.

Degens & Mopper (1976) sugerem que somente os sedimentos depositados em regiões estuarinas ou próximos às linhas de costa revelam forte influência terrígena, não considerando condições transgressivas e regressivas, contudo sabe-se que picos globais de redeposição de matéria orgânica terrestre no oceano coincidem com o rebaixamento do nível do mar.

A maior parte da matéria orgânica terrestre é depositada próxima à desembocadura dos rios e permanece na plataforma interna. No entanto, quantidades significativas podem alcançar a plataforma externa somente quando a descarga dos rios é alta, ou quando a plataforma é estreita e cortada por *canyons* onde há alta frequência de correntes de turbidez (Müller, 1959; Hedges & Parker, 1976; Pocklington & Leonard, 1979; Tyson, 1984).

Um alto suprimento de fitoclastos pode diluir todos os outros componentes orgânicos e refletir características proximais, onde a deposição ocorre próximo à floramãe, porém a abundância de material alóctone também pode estar relacionada a processos de retrabalhamento de plataforma. Portanto, uma identificação e classificação detalhada do Grupo Fitoclasto é necessária para compreender tanto o processo de preservação seletiva quanto a relação *proximal-distal* dos aportes de matéria orgânica terrestre em sítios deposicionais marinhos.

Segundo Habib & Miller (1989), fácies orgânica com predomínio de tecidos lenhosos pode representar um episódio de progradação deltaica para dentro da plataforma; além disso, fácies orgânica com predomínio de inertinitas representa um evento de regressão marinha.

Os estudos de Cornford (1979), Welte *et alii* (1979) e Tissot *et alii* (1980), em porções mais distais da bacia, reportam elevadas percentagens de matéria orgânica terrestre em sedimentos marinhos de águas profundas.

Watanabe & Akiyama (1998) identificaram uma associação de palinofácies com predomínio de matéria orgânica lenhosa em depósitos turbidíticos da Formação Teradomari (Mioceno), Japão.

Particularmente, através de leques submarinos, quantidades significativas de cutículas atingem áreas profundas da bacia, depositadas a partir dos *canyons*. Boulter & Riddick (1986) observaram que cutículas são relativamente mais abundantes em regiões de mais alta energia em leques submarinos, especialmente nos canais arenosos. E sugerem que este material flutuante passa normalmente pelos leques, e é rapidamente trapeado pela rápida sedimentação durante deposição de areias por fluxos gravitacionais.

Em estudos de palinofácies de sedimentos pleistocênicos do talude continental da Bacia de Campos, Menezes (2002) determinou assembleias de componentes da matéria orgânica com predomínio de fitoclastos (principalmente cutículas) com características de deposição em fácies proximais (flúvio-deltaica) à fácies de talude e de bacia marginal.

Roncaglia (2002) estudou turbiditos siliciclásticos-carbonáticos de idade Maastrichtiano Inferior depositados em um ambiente marinho aberto e profundo, com uma palinofácies típica de ambiente marinho sujeito ao elevado aporte terrestre devido a uma fonte flúvio-deltaica próxima. Entretanto, o autor sugere que a abundância de material alóctone pode ser oriunda de retrabalhamento de plataforma.

Arai *et alii* (2006) registraram a ocorrência sistemática de palinofácies com predominância de matéria orgânica continental carbonizada (predomínio de inertinitas) no Santoniano das bacias de Campos e Santos, evidenciando grandes incêndios recorrentes no con-

Fitoclasto opaco

Os fitoclastos do tipo opaco (fragmentos de coloração preta, carbonizados) podem apresentar uma forma equidimensional (quadrático) ou alongada (retangular – onde o comprimento é três vezes maior que a largura). Usualmente não apresentam estrutura interna, porém os de forma alongada podem, ocasionalmente, apresentar perfurações.

Ainda dentro do subgrupo fitoclasto opaco ocorrem os *esclereídeos* carbonizados, células do tecido esclerenquimático com parede secundária espessada e impregnadas de lignina. Existem vários tipos e formas de esclereídeos, porém o tipo comumente identificado é o astroesclereídeo, devido à sua forma de estrela. O processo de carbonização desses componentes está, muito provavelmente, relacionado à combustão em incêndios naturais (Mendonça Filho *et alii*, 2007; Mendonça *et alii*, 2007).

Fitoclasto não opaco

Os fitoclastos do tipo não opaco (translúcido) podem apresentar colorações amarela, laranja-avermelhado, marrom-claro ou marrom muito escuro e são subdivididos em:

a) *Bioestruturados*: estão representados por fragmentos do xilema secundário dos vegetais e mostram alguma estrutura interna. E, de acordo com o tipo de estrutura interna que eles apresentam, são classificados como:

- *estriados* – apresentam lineações longitudinais de aspecto fibroso;
- *listrados* – com listras longitudinais irregulares ou desiguais;
- *bandados* – com espessamento lateral paralelo igual e regular;
- *perfurados* – apresentam perfurações.

b) *Não bioestruturados*: esse tipo não apresenta nenhuma estrutura interna.

Tecidos cuticulares

São partículas delgadas de coloração de amarelo-pálido a marrom-claro sob luz branca transmitida, representando a camada mais externa da epiderme das folhas dos vegetais. Ocasionalmente, podem ocorrer materiais cuticulares mais espessos, nesse caso a cutícula está associada às camadas mais internas da folha, como, por exemplo, epiderme e mesófilo.

Hifas de fungo

São fragmentos de restos de fungos semelhantes a tubos estreitos e delgados, os quais podem apresentar coloração de marrom a transparentes.

De acordo com a forma dos componentes do Grupo Fitoclasto as partículas podem se apresentar:

a) *Não degradadas* – exibem contornos nítidos, podendo ser levemente irregulares ou mesmo lascadas (termo não utilizado para partículas opacas);

b) *Degradadas* – exibem contornos irregulares (termo não utilizado para partículas opacas), por vezes difusos;

c) *Corroídas* (termo utilizado para as partículas opacas) – exibem contornos irregulares.

De acordo com o grau de preservação, os componentes do Grupo Fitoclasto podem se apresentar:

a) *Pseudoamorfos* – não exibem coloração de fluorescência e possuem aspecto de MOA, particularmente apresentam margens gradacionais, são homogêneos e sem inclusões;

b) *Amorfizados* – apresentam coloração de fluorescência, exibem aspecto de MOA, contornos irregulares e podem apresentar inclusões (retrabalhados microbiologicamente);

c) *Altamente preservados* ("em decomposição") – exibem coloração de fluorescência e contornos irregulares. As características petrográficas indicam elevado grau de preservação em decorrência da preservação da composição química, porém com perda da integridade física.

É importante destacar que existe uma diferença marcante entre degradação e decomposição das partículas orgânicas, onde a ocorrência desses dois processos de modificação da matéria orgânica particulada parece ser decorrência exclusiva das condições ambientais de deposição (regime de oxigênio, energia do corpo d'água, presença ou ausência de micro-organismos anaeróbicos).

A *degradação* é um processo de modificação da composição química, acompanhada ou não, de alteração na integridade física da partícula, onde a oxidação é o processo mais comum de degradação físico-química.

A *decomposição* de um componente orgânico particulado consiste em processo onde a integridade física pode ser severamente alterada, porém as características químicas (composição química) são preservadas.

Existe um outro processo que altera significativamente as características físicas e a composição química das partículas derivadas do lenho de macrófitas terrestres. Esse processo é denominado amorfização, onde tais partículas sofrem um processo de retrabalhamento microbiológico, modificando sua composição química e alterando suas características físicas, de acordo com a origem dos componentes.

Outros critérios para descrição dos fitoclastos são utilizados para trabalhos detalhados de palinofácies, tais como tamanho, autofluorescência, angularidade. Até mesmo a abundância desse grupo de componentes e sua associação com outros grupos devem ser levadas em consideração.

Associações com moderados a elevados percentuais de fitoclastos estão condicionadas às tendências de *preservação seletiva* (tendência proximal-distal) e à *sedimentação seletiva* (relacionada às condições hidrodinâmicas). Esses fatores controlam não só as variações na abundância relativa do Grupo Fitoclasto, como também, as modificações ocorridas no conteúdo do tipo de fitoclasto presente na assembleia de componentes orgânicos particulados (Tyson, 1995; Mendonça Filho, 1999).

Segundo Wollast (1983), quase toda matéria orgânica de origem terrestre é transportada pelos rios até alcançar o oceano, mas frequentemente quase toda ela é removida de zonas estuarinas.

Degens & Mopper (1976) sugerem que somente os sedimentos depositados em regiões estuarinas ou próximos às linhas de costa revelam forte influência terrígena, não considerando condições transgressivas e regressivas, contudo sabe-se que picos globais de redeposição de matéria orgânica terrestre no oceano coincidem com o rebaixamento do nível do mar.

A maior parte da matéria orgânica terrestre é depositada próxima à desembocadura dos rios e permanece na plataforma interna. No entanto, quantidades significativas podem alcançar a plataforma externa somente quando a descarga dos rios é alta, ou quando a plataforma é estreita e cortada por *canyons* onde há alta frequência de correntes de turbidez (Müller, 1959; Hedges & Parker, 1976; Pocklington & Leonard, 1979; Tyson, 1984).

Um alto suprimento de fitoclastos pode diluir todos os outros componentes orgânicos e refletir características proximais, onde a deposição ocorre próximo à floramãe, porém a abundância de material alóctone também pode estar relacionada a processos de retrabalhamento de plataforma. Portanto, uma identificação e classificação detalhada do Grupo Fitoclasto é necessária para compreender tanto o processo de preservação seletiva quanto a relação *proximal-distal* dos aportes de matéria orgânica terrestre em sítios deposicionais marinhos.

Segundo Habib & Miller (1989), fácies orgânica com predomínio de tecidos lenhosos pode representar um episódio de progradação deltaica para dentro da plataforma; além disso, fácies orgânica com predomínio de inertinitas representa um evento de regressão marinha.

Os estudos de Cornford (1979), Welte *et alii* (1979) e Tissot *et alii* (1980), em porções mais distais da bacia, reportam elevadas percentagens de matéria orgânica terrestre em sedimentos marinhos de águas profundas.

Watanabe & Akiyama (1998) identificaram uma associação de palinofácies com predomínio de matéria orgânica lenhosa em depósitos turbidíticos da Formação Teradomari (Mioceno), Japão.

Particularmente, através de leques submarinos, quantidades significativas de cutículas atingem áreas profundas da bacia, depositadas a partir dos *canyons*. Boulter & Riddick (1986) observaram que cutículas são relativamente mais abundantes em regiões de mais alta energia em leques submarinos, especialmente nos canais arenosos. E sugerem que este material flutuante passa normalmente pelos leques, e é rapidamente trapeado pela rápida sedimentação durante deposição de areias por fluxos gravitacionais.

Em estudos de palinofácies de sedimentos pleistocênicos do talude continental da Bacia de Campos, Menezes (2002) determinou assembleias de componentes da matéria orgânica com predomínio de fitoclastos (principalmente cutículas) com características de deposição em fácies proximais (flúvio-deltaica) à fácies de talude e de bacia marginal.

Roncaglia (2002) estudou turbiditos siliciclásticos-carbonáticos de idade Maastrichtiano Inferior depositados em um ambiente marinho aberto e profundo, com uma palinofácies típica de ambiente marinho sujeito ao elevado aporte terrestre devido a uma fonte flúvio-deltaica próxima. Entretanto, o autor sugere que a abundância de material alóctone pode ser oriunda de retrabalhamento de plataforma.

Arai *et alii* (2006) registraram a ocorrência sistemática de palinofácies com predominância de matéria orgânica continental carbonizada (predomínio de inertinitas) no Santoniano das bacias de Campos e Santos, evidenciando grandes incêndios recorrentes no con-

E. Subgrupo Microplâncton de Parede Orgânica de Água Doce (algas dos gêneros *Botryococcus* e *Pediastrum*)

São algas verdes da Divisão Chlorophyta, Ordem Chlorococcales.

O gênero *Botryococcus* apresenta distribuição do Ordoviciano ao Recente e compreende células cônico-cilíndricas, densamente unidas com tamanho variando entre 5-60µm (Batten *et alii*, 1996b) (figuras 16.9H a 16.9M).

O gênero *Pediastrum* (Jurássico (?)-Recente) apresenta várias espécies viventes no presente. Embora seja multicelular, é mais correto referir-se a ele como um cenóbio, pois o número de células é fixo à origem do organismo. Os cenóbios são circulares, em forma de estrela, constituídos de 8, 16 ou 32 células individuais (Batten, 1996c) (figuras 16.9N a 16.9Q).

Botryococcus e *Pediastrum* podem ocorrer conjuntamente, porém indicam preferências ecológicas distintas. A salinidade parece ser um fator significativo para ocorrência desses componentes, pois algas do gênero *Botryococcus* suportam grandes variações do teor da salinidade (del Papa *et alii*, 2002), sendo registradas também em fácies temporariamente hipersalinas (Hunt, 1987), enquanto as algas do gênero *Pediastrum* são associadas a condições estenohalinas.

O fóssil de algas do gênero *Pediastrum* parece ser o mais abundante em lagos tropicais e subtropicais permanentes, de baixa salinidade e com profundidade superior a 7 m. Uma assembleia com essas algas pode também estar associada a lagos eutróficos anóxico-disóxicos (Tyson, 1995).

A percentagem de algas dos gêneros *Botryococcus* e *Pediastrum* em sedimentos marinhos pode ser indicativa da proximidade relativa de áreas-fonte flúvio-deltaicas e redeposição a partir dessas áreas. *Botryococcus* e *Pediastrum* aumentam sua capacidade de flutuação, sendo transportados de áreas deltaicas para a plataforma, onde são componentes minoritários da assembleia de componentes da matéria orgânica (Tyson, 1993).

A utilização da razão *Botryococcus*/*Pediastrum* é de suma importância para interpretações paleoambientais, pois a ocorrência e a abundância relativa de cada gênero dependem dos fatores que controlam o desenvolvimento desses organismos (Tyson, 1995).

F. Subgrupo Microplâncton Marinho de Parede Orgânica (Prasinophyta, Acritarcos, Dinoflagelados)

Prasinophyta

As formas modernas deste grupo de algas são classificadas como Classe Prasinophyceae (Divisão Chlorophyta ou Divisão Prasinophyta). Os gêneros atuais com representantes fósseis fazem parte da Divisão Chlorophyta, Classe Prasinophyceae, Ordem Chlorodendrales (Guy-Ohlson, 1996).

As algas prasinófitas são organismos cosmopolitas e têm uma distribuição paleogeográfica global (Fensome *et alii*, 1990) (figuras 16.10A a 16.10E).

Estudos palinológicos do Cambriano ao Recente revelam que a elevada abundância de algas prasinófitas está correlacionada à ocorrência de sedimentos marinhos, finamente laminados e ricos em matéria orgânica, depositados sob condições disóxicas a anóxicas.

A interpretação palinológica e paleoecológica do predomínio de prasinófitas em folhelhos negros é motivo de larga discussão, uma vez que estes fósseis são encontrados em ambientes proximais (*inshore*), lagunas rasas e áreas deltaicas, bem como, em sedimentos oceânicos.

Combaz (1966) observou que a deposição de sedimentos de granulação fina com o predomínio de prasinófitas no total da matéria orgânica (principalmente do gênero *Tasmanites*) está associada a fases transgressivas iniciais ou possivelmente relacionada à eutrofização de águas superficiais.

Segundo Loutit *et alii* (1988) e Leckie *et alii* (1990), uma assembleia de componentes orgânicos rica em prasinófitas sugere uma seção condensada dentro do trato de sistema transgressivo ou no início do trato de sistema de mar alto.

Prauss & Riegel (1989) sugerem que a ocorrência de associações ricas em prasinófitas, também pode estar relacionada às regiões de altas latitudes, águas com baixa salinidade e a períodos de pulsos de aporte de terrígenos.

Banks (1962), Kanstler (1980) e Calver *et alii* (1984) sugerem que as *Tasmanites* representam cistos de microplâncton que viveram em ambientes restritos, próximos ao litoral e associado à baixa salinidade, devido ao elevado *input* de água doce.

Tyson (1993) e Stasiuk & Fowler (2004) observaram que os padrões de distribuição dessas algas em folhelhos negros Paleozoicos tendem a aumentar em paleoambientes marinhos distais, possivelmente em fácies euxínicas, condensadas de "bacia faminta".

Turnau & Racki (1999) analisaram rochas de paleoambiente marinho do Devoniano Médio e constataram a presença de associações palinofaciológicas com predomínio de leiosferas e esporos associados a paleoambientes próximos a fontes fluviais e palinofácies ricas em *Tasmanites*, características de deposição em porção mais distal.

Dados de palinofácies da Formação New Albany Shale, Devoniano Superior da Bacia de Illinois, revelam uma assembleia de componentes da matéria orgânica rica em MOA, acritarcos e prasinófitas, associada a folhelhos negros depositados em um ambiente de água profunda não sujeito a aporte continental, cuja assembleia representa uma superfície máxima de inundação (de la Rue *et alii*, 2007).

Em estudos na Formação Pimenteira, Devoniano da Bacia do Parnaíba, Souza (2007) descreve sete intervalos baseados na faciologia orgânica, cujos limites intervalares registram mudanças paleoambientais. De acordo com a palinofácies característica, o evento transgressivo apresenta uma assembleia de componentes orgânicos particulados, composta por elevados percentuais de prasinófitas, seguida de acritarcos e MOA.

Acritarcos

Acritarcha (*akritos* = incerto, misturado, confuso e *arche* = origem).

Acritarcos são cistos fossilizados, unicelulares de parede orgânica, que não podem ser atribuídos a nenhum grupo conhecido de organismos (Strother, 1996) (figuras 16.10F a 16.10I).

Percentagem significativa de acritarcos em sedimentos geralmente caracteriza fácies marinha marginal rasa, onde o desenvolvimento de outros palinomorfos marinhos é suprimido pela condição de baixa salinidade (Wall, 1965; Tyson, 1993). Os acritarcos estão entre os grupos mais tolerantes às diferenças de salinidade do plâncton marinho (eurihalinos) e têm sido usados para reconhecer influências salinas em ambientes geralmente não marinhos (Hancock & Fisher, 1981).

De acordo com Tyson (1995), os acritarcos dominaram o microplâncton marinho de parede orgânica durante o Paleozoico. A natureza da assembleia dos acritarcos parece, primeiramente, refletir as variações *proximal-distal* em energia hidrodinâmica, profundidade do corpo d'água e proximidade de aportes fluviais, sendo assim, um produto tanto de variáveis ecológicas como de variáveis sedimentológicas.

Como a maioria dos outros palinomorfos, os acritarcos são mais numerosos em fácies de grãos finos, argilosos e de baixa energia (Staplin, 1961; Downie, 1973; Tyson, 1993; 1995).

Willians & Sarjeant (1967) reportam que os acritarcos não são bons indicadores de profundidade, uma vez que estes organismos requerem fatores fisiológicos para a realização da fotossíntese, limitando seu hábitat à zona fótica. Contudo, a associação de acritarcos com palinomorfos terrestres, tem sido importante para indicar a proximidade da linha de costa.

O fato dos acritarcos estarem, primariamente, restritos a ambientes plataformais sugere que seu estilo de vida seja meroplanctônico, similar aos cistos de dinoflagelados modernos (Dufka, 1990).

Segundo Hancock & Fisher (1981) a presença de acritarcos em fácies flúvio-deltaica é importante como elemento de identificação de influências salinas, especialmente em fácies sedimentares uniformes, tais como folhelhos.

Dinoflagelados (dinocistos)

Os dinoflagelados (do Grego *Dinos* = pião, rodopiar e *Flagellata* = com flagelos, em referência ao modo particular de movimentação no corpo d'água), são algas unicelulares, biflageladas que surgiram no período Triássico. Pertencem à divisão Pyrrophyta (do grego *Pyrrhos* = fogo, nome derivado da coloração laranja-avermelhada encontrada na maioria das espécies desse grupo). Essa coloração é determinada pela presença de um pigmento carotenoide denominado *peridina*. São organismos eucariontes aquáticos, adaptados ao meio pelágico e bentônico (meroplanctônicos – organismos que passam parte de sua vida com uma fase móvel flagelada e parte como cisto de descanso – bentônico), que habitam desde os mares boreais até os tropicais. (Fensome *et alii*, 1996) (figuras 16.10M a 16.10U).

Esses organismos apresentam duas fases em seu ciclo de vida – *fase móvel* – estão envolvidos por uma estrutura celulósica denominada *teca* (teca móvel, não fossilizável) e se movimentam através dos flagelos. E a

fase *imóvel* – que é caracterizada pela perda desses flagelos e formação de *cistos* (*processo de encistamento*), que são células orgânicas, muito pequenas variando de 5-200 µm, resistentes e fossilizáveis (Fensome *et alii*, 1996).

Apenas 10% de todas as espécies de dinoflagelados atuais formam cistos e, talvez, menos de 70% destas podem produzir cistos que se preservam como fósseis (Evitt, 1985; Dale, 1976) e somente aqueles cistos que têm a parede composta de *dinosporina* – substância química semelhante à esporopolenina (substância que constitui o grão de pólen e que nos dinocistos é chamada de *dinosporina*) – são usualmente preservados (Loeblich *et alii*, 1984).

Dentre as espécies atuais conhecidas, 90% são marinhas, constituindo cerca de 20% do fitoplâncton marinho (Taylor, 1987). Desenvolvem-se preferencialmente em plataformas continentais de baixas a médias latitudes, onde fatores como disponibilidade de nutrientes, luminosidade, temperatura, oxigenação e salinidade são mais favoráveis ao seu ciclo de vida (Wall *et alii*, 1977).

O registro fóssil de dinoflagelados está quase que inteiramente confinado às formas que têm o ciclo de vida meroplanctônico. A aplicação dos estudos micropaleontológicos desses fósseis não deve ser baseada apenas no padrão de distribuição, uma vez que uma assembleia pode representar uma mistura de cistos transportados pelas correntes oceânicas com cistos oriundos de uma teca que se acumulou em uma determinada porção do substrato em algum momento do tempo geológico.

Gaupp & Batten (1983) e Tyson (1984) afirmam que sedimentação em águas profundas pode conter proporções significativas de dinocistos associadas à elevada abundância relativa de matéria orgânica terrestre, devido aos processos de redeposição sedimentar.

Contudo, a reconstrução dos padrões de produtividade eucariótica em ambientes marinhos é de grande interesse, pois esta pode estar diretamente ligada às características paleoclimáticas, às correntes marinhas, aos sistemas de ressurgência, à mistura de massas d'água e ao ciclo do carbono (Sluijs *et alii*, 2005).

Devido à sensibilidade dos dinoflagelados aos fatores paleoambientais, sua utilização é ampla em estudos de paleopalinologia e palinofácies, constituindo excelentes micro-organismos bioindicadores paleoambientais. Diversos estudos (e. g. Wall *et alii*, 1977; Dale, 1996; Jaramillo & Oboh-Ikuhenobe, 1999) registram quatro tipos de assinaturas ambientais que podem ser observadas na distribuição dos cistos em amostras do Recente:

- temperatura da superfície da água;
- *trend* costeiro-oceânico;
- salinidade;
- produtividade primária.

De acordo com Wall *et alii* (1977), a abundância absoluta de dinocistos não está simplesmente relacionada com a produtividade primária, pois parte da sua distribuição é modificada por fatores sedimentológicos e, parte, devido ao fato dos dinocistos constituírem uma pequena proporção inconsistente da população dos dinoflagelados e dos componentes fitoplanctônicos totais. Estudos paleogeográficos, paleoceanográficos, paleoclimáticos e sedimentológicos podem fornecer informações sobre os padrões de distribuição dos dinocistos. Entretanto, Dale (1996) destaca que a análise dos cistos de dinoflagelados pode auxiliar na identificação da paleoprodutividade primária, principalmente, na caracterização de eventos de ressurgência e processos de eutrofização.

Os modelos de distribuição desses dinocistos no registro geológico podem ser utilizados para inferir as variações das massas d'água, as quais estão relacionadas às variações do nível relativo do mar (assinatura *nearshore-offshore*), bem como nas demais assinaturas ambientais de dinocistos recentes.

As flutuações do nível relativo do mar geralmente refletem variações na abundância da taxa de dinocistos, ou seja, uma floração de uma determinada espécie sugere, não somente elevação do nível do mar, como também uma descontinuidade de salinidade e temperatura da coluna d'água (Tyson, 1995; Jaramillo & Oboh-Ikuhenobe, 1999). Esta situação pode ocorrer em sistemas fronteiriços de ambientes:

- nerítico restrito/nerítico interno-nerítico externo;
- nerítico interno-nerítico externo;
- nerítico externo-oceânico.

Devido à estratégia de vida dos cistos formados (geralmente em ambientes neríticos) e à adaptação de muitas espécies em condições específicas de massas d'água, as associações de dinocistos mostram uma forte tendência *proximal-distal*. Consequentemente, estas associações presentes nos sedimentos podem ser utilizadas na reconstrução da influência de águas *proximais* em localidades mais *distais* (Sluijs *et alii*, 2005).

No estudo pioneiro do padrão de distribuição de dinocistos recentes, Wall *et alii* (1977) identificaram espécies de locais específicos dentro do *transect nearshore-offshore*, baseado na ausência e presença de espécies oceânicas e nas mudanças relativas na composição de espécies *nearshore* e *offshore*.

Os resultados obtidos por estes autores contribuíram para estudos mais recentes (e. g. Brinkhuis, 1994; Dale, 1996), sendo possível indicar o amplo controle da salinidade na distribuição dos dinocistos nas massas d'água subdivididas em três zonas: água doce, água salobra e água com salinidade normal. Um exemplo pode ser observado com espécies do gênero *Impagidinium*, que é característica de ambientes oceânicos e a preferência ambiental dessas espécies parece ser claramente definida desde o seu surgimento no Cretáceo, isto é, assume-se que as espécies deste gênero não passaram por nenhuma mudança na preferência ecológica. Desta forma, sua ocorrência pode ser uma ferramenta para diferenciar ambientes distais e oligotróficos, de ambientes proximais.

Subgrupo zoomorfo – *palinoforaminíferos*

Os foraminíferos são protistas unicelulares praticamente onipresentes nos ambientes marinhos e mixoalinos, vivem em ambientes marinhos, desde o Cambriano até o recente, cerca de 570 Ma (Brasier, 1980; Leipnitz & Aguiar, 2002), (figura 16.10J).

O termo *palinoforaminífero* foi criado com o objetivo de descrever revestimentos orgânicos internos de microforaminíferos recuperados a partir da preparação de amostras de rochas sedimentares para estudos palinológicos (Pantic & Bajaktarevic, 1988), isto é, constitui a parte preservada após a total dissolução da matriz carbonática por processos de maceração ácida do material. Corresponde à película interna de composição quitinosa e coloração marrom que reveste internamente a carapaça de foraminíferos e os principais morfogrupos, baseados no arranjo das câmaras, são representados por câmaras simples, unisseriais, bisseriais, espiraladas e compostas.

A distribuição de palinoforaminíferos é primeiramente controlada pelo desenvolvimento de foraminíferos. Palinoforaminíferos são maiores e mais pesados do que os outros palinomorfos e são, geralmente, menos abundantes em termos de números de indivíduos por volume de amostra. Somente uma parte da população de foraminíferos presentes na amostra irá produzir esta película orgânica interna, e são os componentes minoritários da assembleia de componentes da matéria orgânica, normalmente menos de 1% e raramente ultrapassam 5% (Tyson, 1993).

Nas bacias sedimentares brasileiras, o registro de palinoforaminíferos em seções marinhas cretáceas e cenozoicas é relativamente comum. Segundo Stancliffe (1996), os palinoforaminíferos têm sido recuperados em rochas do Permiano ao Recente, entretanto, no geral, não têm sido utilizados para estabelecimento de arcabouços bioestratigráficos.

Sua presença indica condições marinhas normais (Müller, 1959; Hoffmeister, 1960; Tschudy, 1969; Martinez-Hernandez *et alii*, 1980; Courtinat, 1989). Segundo Melia (1984), a abundância desta película orgânica interna diminui com o aumento da lâmina d'água já que, em teoria, estas se originam mais de foraminíferos bentônicos do que de planctônicos.

Também se incluem no subgrupo zoomorfo outros microfósseis, tais como escolecodontes e quitinozoários (figuras 10K e 10L).

Indeterminados

Nesta categoria inclui-se palinomorfos que não podem ser seguramente determinados no subgrupo dos esporomorfos ou microplâncton de parede orgânica, devido ao seu estado de preservação ou ausência de feições diagnósticas.

Palinomorfos indefinidos

Nesta categoria inclui-se palinomorfos que não podem ser seguramente determinados no subgrupo dos esporomorfos ou microplâncton de parede orgânica, devido a limitações técnicas do analista.

Correlação da Palinofácies com a Geoquímica Orgânica

O estudo do querogênio através da palinofácies pode ser correlacionado com resultados geoquímicos que complementam a pesquisa, onde se destacam as análises de Carbono Orgânico Total (COT) e pirólise *Rock-Eval*.

A. Carbono Orgânico Total (% COT)

De acordo com Jarvie (1991) a abundância de matéria orgânica em sedimentos é expressa como *a percentagem em peso relativo de carbono orgânico*. Contudo, o querogênio inclui também quantidades significativas de outros elementos, especialmente Hidrogênio (3-10%), Oxigênio (3-20%), Nitrogênio (0-4%) e Enxofre (0-4%). A proporção desses elementos não é constante, mas depende da origem, estado de preservação, idade e do estágio de evolução térmica da matéria orgânica.

A análise de COT é uma técnica rotineira e de baixo custo, entretanto, o resultado gerado fornece dados sobre a quantidade e as condições de preservação da matéria orgânica autóctone e/ou alóctone presentes no sistema.

É importante para qualquer trabalho de palinofácies saber previamente os teores de COT de uma determinada seção sedimentar, pois as proporções dos diferentes tipos de matéria orgânica refletem o controle de um determinado grupo do querogênio atuante no decréscimo ou no incremento dos teores de COT.

Além disso, os valores de COT dependem da interação dos principais parâmetros: textura do sedimento, profundidade da coluna d'água, produtividade primária, razão do suprimento de matéria orgânica terrestre *versus* marinha, taxa de acumulação de sedimento e oxigenação do fundo da coluna d'água (Gross *et alii*, 1972; Rhoads, 1974; Health *et alii*, 1977; Stein, 1986; Tyson, 1987).

B. Pirólise Rock-Eval

A técnica de pirólise *Rock-Eval*, desenvolvida por Espitalié *et alii* (1977), é um método padrão da geoquímica do petróleo e, quando combinada com dados de COT, permite a identificação de rochas geradoras potenciais, além da caracterização do tipo de querogênio.

Esta técnica consiste na simulação laboratorial do processo natural de geração de hidrocarbonetos, envolvendo temperaturas experimentais consideravelmente superiores àquelas normalmente registradas em subsuperfície, tornando possível a ocorrência das reações termoquímicas num curto espaço de tempo.

Os resultados são registrados através de três picos característicos. O primeiro deles (P1 e sua área correspondente S1) está relacionado aos hidrocarbonetos presentes nos sedimentos e que poderiam ser extraídos normalmente por solventes orgânicos; o segundo pico (P2 e sua área correspondente S2) refere-se aos hidrocarbonetos liberados pelo craqueamento térmico do querogênio durante a pirólise; e o terceiro pico (P3 e sua área correspondente S3) se relaciona ao dióxido de carbono (CO_2) liberado durante a pirólise do querogênio.

C. Parâmetros Obtidos

• **Temperatura máxima** (Tmáx), em °C, é a temperatura em que ocorre a taxa máxima de geração (do pico S2) e pode ser usada como uma estimativa de evolução térmica.

• **Razão S2/COT** ou **Índice de Hidrogênio** (IH) expresso em mg Hc/gRocha, indicativo da razão entre os hidrocarbonetos liberados e o conteúdo de carbono orgânico total.

• **Razão S3/COT** ou **Índice de Oxigênio** (IO) expresso em mg CO_2/gRocha, indicativo da razão entre o dióxido de carbono (CO_2) e o conteúdo de carbono orgânico total.

• **Razão S1/S1 + S2** ou Índice de Produção (IP) ou Razão de Transformação é uma indicação da quantidade relativa de hidrocarbonetos livres presentes na amostra.

• **Potencial de Geração** (PG = S1+S2), expresso em mg Hc/gRocha, representa a quantidade total de hidrocarbonetos produzidos pela rocha durante a pirólise.

Os parâmetros mais confiáveis obtidos são o IH, a Tmáx e os valores dos picos S1 e S2. O parâmetro menos confiável é o pico S3, correspondendo à quantidade de CO_2 derivado da alteração térmica de componentes orgânicos oxigenados. O resultado de IH é importante, pois sugere a origem, o estado de preservação e a maturidade térmica da matéria orgânica (Peters, 1986; Bordenave & Espitalié, 1993; Bordenave *et alii*, 1993). Contudo, de acordo com Tyson (1995), o IH é considerado de pouco significado para amostras com valores de COT inferiores a 0,5%.

Além disso, devido ao sucesso da técnica de pirólise *Rock-Eval*, os resultados de IH e IO, derivados desta análise rotineira, podem ser usados similarmente às razões atômicas de H/C e O/C, utilizadas no diagrama de van Krevelen, para sintetizar a relação entre as propriedades físico-químicas e petrográficas do querogênio. Esses parâmetros são utilizados para construir

um diagrama modificado de van Krevelen para classificação do tipo de querogênio e para a identificação de diferentes fácies orgânica (Espitalié *et alii*, 1986; Peters, 1986).

D. O Papel da Palinofácies na Caracterização de Fácies Orgânica

O conceito moderno de "Fácies Orgânica" às vezes é tratado como sinônimo de "Palinofácies" pelos palinólogos e geoquímicos, visto que é difícil demarcar o limite entre a palinofácies e a faciologia orgânica. Assim, nenhuma técnica isolada pode fornecer todas as respostas para o estudo e a explicação dos modelos de fácies orgânica, pois as variações significativas de uma palinofácies podem ocorrer em uma dada fácies orgânica definida com parâmetros de geoquímica orgânica. Além disso, os diversos parâmetros gerados permitem uma análise mais detalhada das variações no ambiente sedimentar e da matéria orgânica original.

Muitos autores têm utilizado o termo *fácies orgânica* como sinônimo de *fácies de querogênio*, baseado em dados químicos, ou *palinofácies* ou *fácies da associação de macerais*, baseados em dados petrográficos (Peters & Cassa, 1994).

A caracterização de uma fácies orgânica, baseada no tipo e na origem da matéria orgânica e no paleoambiente deposicional, foi inicialmente utilizada por Rogers (1980). Segundo Peters *et alii* (1981), uma *fácies orgânica sedimentar* é determinada pelo tipo de organismo precursor, pelo paleoambiente deposicional e pelas condições da diagênese inicial da matéria orgânica. Este conceito também se reflete na definição de Powell (1987) sobre o controle deposicional na composição da matéria orgânica de rochas potencialmente geradoras de hidrocarbonetos em relação à natureza da biomassa primária (algálica, bacteriana ou de vegetais superiores), à extensão do retrabalhamento bacteriano da matéria orgânica durante a deposição, na litologia da rocha geradora e na composição química das águas no paleoambiente deposicional (salinidade, pH, alcalinidade e oxigenação).

Jones (1987) define sete fácies orgânicas com base no critério químico (análise elementar de C, H e O; COT e pirólise *Rock-Eval*) e em menor extensão, nos dados óticos. Essas fácies orgânicas (A, AB, B, BC, C, CD e D) podem ser determinadas para cada amostra individual, grupos de amostras ou unidades estratigráficas completas, e os parâmetros utilizados correspondem a intervalos sedimentares imaturos com poder refletor da vitrinita aproximadamente 0,5% Ro (figuras 16.11 e 16.12).

De acordo com Pasley (1991), a definição de fácies orgânica apresentada por Jones (1987) é mais apropriada devido às similaridades das fácies orgânicas com unidades estratigráficas mapeáveis distinguidas pela composição de sua matéria orgânica constituinte. Os dados de petrografia orgânica são integrados aos de geoquímica orgânica no conceito da estratigrafia de sequência, não só para melhorar o entendimento das ocorrências de rochas geradoras de petróleo, como também para utilização como ferramenta de predição. Para Tyson (1995), fácies orgânica é definida como um "*grupo de sedimentos contendo uma assembleia distinta de constituintes orgânicos que podem ser reconhecidos por microscopia ou estar associado com uma composição organogeoquímica característica*".

Fácies Orgânica	H/C (0,5% Ro)	Parâmetros da pirólise *Rock-Eval*		Matéria orgânica dominante
		IH	IO	
A	≥ 1,45	> 850	10-30	Algálica; MOA
AB	1,35-1,45	650-850	20-50	MOA + minoria terrestre
B	1,15-1,35	400-650	30-80	MOA + terrestre
BC	0,95-1,15	200-400	40-80	Mistura + M.O. oxidada
C	0,75-0,95	125-250	50-150	Terrestre + M.O. oxidada
CD	0,60-0,70	50-125	40-150 +	M.O. oxidada; retrabalhada
D	≤ 0,6	< 50	20-200+	M.O. oxidada + retrabalhada

IH = Índice de Hidrogênio (mg HC/gCOT); IO = Índice de Oxigênio (mg CO_2/gCOT); %VR = Poder refletor da vitrinita; MOA = Matéria Orgânica Amorfa; M.O. = Matéria Orgânica.

Figura 16.11 Características geoquímicas e microscópicas das fácies orgânicas A-D. Os valores de H/C correspondem a seções sedimentares imaturas (0.5% Ro) (Jones, 1987).

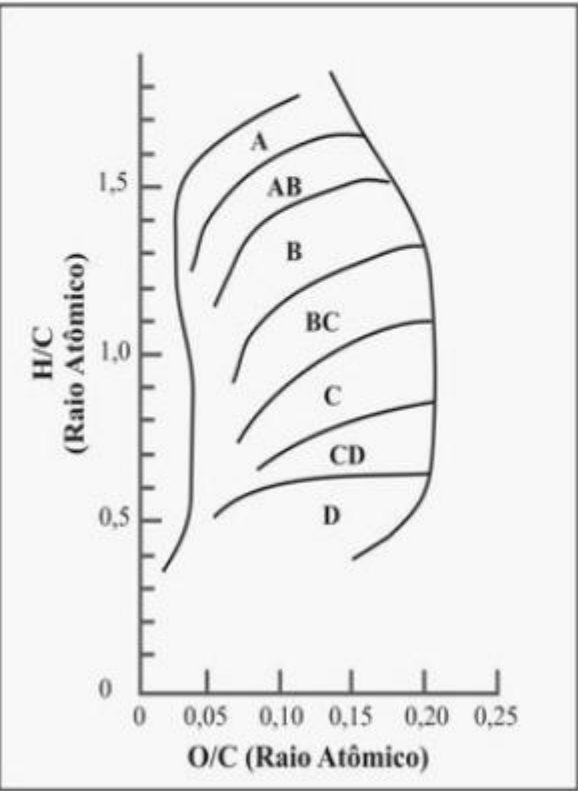



Figura 16.12 Diagrama van Krevelen com as fácies orgânicas de Jones (1987).

A combinação de COT e pirólise com análises de palinofácies constitui uma excelente ferramenta de caracterização de fácies orgânica, uma vez que leva em consideração o fato de as associações de componentes da matéria orgânica serem controladas pelos fatores ambientais, sedimentológicos e de preservação e origem biológica da matéria orgânica (Tuweni & Tyson, 1994).

Tyson (1995) correlaciona os aspectos da faciologia *sensu* Jones (1987) com os parâmetros obtidos pela análise de palinofácies, onde as três principais divisões baseiam-se nas características de deposição da matéria orgânica em seções sedimentares siliciclásticas (figuras 16.13 e 16.14):

- fácies anóxica-disóxica (A, AB, B, BC);
- fácies proximal flúvio-deltaica a pró-deltaica e fácies de plataforma óxica (C e CD);
- fácies de plataforma óxica, distal e lentamente depositada (D).

No limite da fácies anóxica-disóxica, a fácies orgânica BC representa sedimentos com um aporte relativamente elevado de fitoclastos (geralmente nas margens da bacia), enquanto as fácies orgânicas A, AB e B ocorrem onde existe um aporte relativamente baixo de fitoclastos (em função, p. ex. do clima, do escoamento superficial e da distância de áreas-fonte flúvio-deltaicas).

As fácies A e AB são diferenciadas pelo aumento da proporção relativa de matéria orgânica propícia à geração de óleo (e. g. palinofácies com domínio de algas do gênero *Tasmanites*) e a fácies A geralmente estão relacionadas a paleoambientes lacustres (e. g. palinofácies com domínio de algas do gênero *Botryococcus*).

Associado a essa correlação pode-se empregar o diagrama ternário (figura 16.15) com os ***campos de palinofácies marinhas*** (modificado de Tyson, 1993) para uma melhor caracterização da faciologia orgânica em seções sedimentares.

Aspectos Relevantes na Aplicação na Análise de Palinofácies

Os estudos da matéria orgânica sedimentar empregam um número variado de técnicas e, desta forma, alguns aspectos que são inerentes a qualquer Análise de Palinofácies devem ser observados:

a) idade e tipo de amostra a ser analisada (afloramentos, testemunhos de sondagem e amostras de calha), pois as alterações mais importantes da matéria orgânica são as mudanças decorrentes do intemperismo e do estágio de maturação, uma vez que os parâmetros geoquímicos e microscópicos são afetados por estes processos;

b) o material deve ser coletado com uma cobertura estratigráfica adequada, ou seja, a amostragem deve assegurar a representatividade da seção sedimentar a ser analisada, garantindo a coleta das principais litologias e feições mais importantes. Sendo assim, as amostras devem ser selecionadas para determinar os efeitos de mudanças na litologia, cor e tamanho dos grãos dos sedimentos, tão bem quanto à presença ou ausência de macrofósseis marinhos e terrestres e estruturas sedimentares;

Fácies Orgânica / Palinofácies	**A**	**AB**	**B**	**BC**	**C**	**CD**	**D**
% MOA do total do querogênio	dominante			moderada	usualmente baixa/ausente		
Fluorescência da MOA	intensa		moderada a fraca		fraca	usualmente ausente	
% Fitoclasto do total do querogênio	baixa (diluição)			moderada	usualmente dominante		
Razão Fitoclasto Opaco/Não opaco	geralmente alta			usualmente baixa		aumenta	
Fácies Orgânica / Geoquímica	**A**	**AB**	**B**	**BC**	**C**	**CD**	**D**
Índice de Hidrogênio	≥850	≥650	≥400	≥250	≥125	50-125	≤50
Tipo de Querogênio	I	I/II	II	II/III	III	III/IV	IV
% COT	5-20*	3-10*		3-3*	≤ 3	< 0,5	
Fácies Orgânica / Fatores Ambientais	**A**	**AB**	**B**	**BC**	**C**	**CD**	**D**
Tendência proximal-distal	distal			proximal / distal			
Regime de Oxigênio	anóxico	anóxico-disóxico			óxico		muito óxico
Taxa de acumulação sedimentar	baixa	várias		alta		moderada	baixa
FÁCIES ORGÂNICA	**A**	**AB**	**B**	**BC**	**C**	**CD**	**D**

Figura 16.13 Correlação das técnicas de palinofácies e fácies orgânica *sensu* Jones utilizando alguns parâmetros de palinofácies, de geoquímica orgânica e sedimentologia idealizada para seções marinhas siliciclásticas (Tyson, 1995).

FÁCIES ORGÂNICA *(0.5VR%)*	*DESCRIÇÃO*	*CARACTERÍSTICAS DE PALINOFÁCIES*
A IH > 850 mgHC/gCOT COT 5–20%	Rara; bem laminada; rica em conteúdo orgânico; usualmente lacustre; anoxia persistente no fundo da coluna d'água; aporte desprezível de matéria orgânica terrestre	Matéria orgânica amorfa dominante; baixo conteúdo de fitoclastos; razão opacos/não opacos elevada; rica em prasinófitas, se marinha, e Algas Chloroccocales, se lacustre
AB IH = 650 – 850 mgHC/gCOT COT 3–10%	Laminada; rica em conteúdo orgânico; matéria orgânica quase que exclusivamente composta por componentes derivados de algas e/ou bactérias; anoxia persistente na coluna d'água	Matéria orgânica amorfa dominante; baixo conteúdo de fitoclastos; razão opacos/não opacos elevada; rica em prasinófitas, se marinha, e Algas Chloroccocales, se lacustre
B IH = 400–650 mgHC/gCOT COT 3–10%	Laminada a acamadada; percentagem mais elevada de matéria orgânica terrestre e residual que a fácies AB; frequentemente ocorre uma anoxia flutuante no fundo da coluna d'água; frequentemente intercalada com fácies menos ricas	Matéria orgânica amorfa dominante; baixo conteúdo de fitoclastos; razão opacos/não opacos elevada; rica em prasinófitas, se marinha, e algas Chloroccocales, se lacustre
BC IH = 250 – 400 mgHC/gCOT COT 1–3%	Coluna d'água óxica; deposição rápida cria anoxia pós-deposicional; matéria orgânica mista parcialmente derivada de materiais terrestre / algálico biodegradados. Bioturbação pode ser responsável pela degradação da matéria orgânica marinha	Matéria orgânica amorfa moderada; conteúdo moderado de fitoclastos; razão fitoclastos opacos/não opacos usualmente baixa
C IH = 125–250 mgHC/gCOT COT 1–3%	Matéria orgânica dominada por matéria orgânica terrestre degradada. Ocorre em depósitos deltaicos, lamitos marinhos bioturbados e também em turfeiras	Matéria orgânica amorfa ausente ou com baixo conteúdo; fitoclastos dominam a assembleia do querogênio; razão fitoclastos opacos/não opacos usualmente baixa; esta fácies pode também ser dominada por matéria orgânica amorfa parcialmente oxidada (não fluorescente) e também por dominada por fitoclastos não opacos degradados
CD IH = 50 – 125 mgHC/gCOT COT < 0,5%	Matéria orgânica terrestre moderadamente a bem oxidada; matéria orgânica residual substancial ou redepositada	Matéria orgânica amorfa ausente ou em baixo conteúdo; fitoclastos dominam a assembleia, razão de fitoclastos opacos/ não opacos aumenta; esta fácies pode também ser dominada por matéria orgânica amorfa parcialmente oxidada (sem fluorescência), e até também dominada por fitoclastos opacos ou não opacos degradados
D IH < 50 mgHC/gCOT COT < 0.5%	Matéria orgânica residual altamente oxidada ou redepositada	Matéria orgânica amorfa ausente ou em baixo conteúdo; fitoclastos dominam a assembleia; razão de fitoclastos opacos/ não opacos aumenta; esta fácies pode também ser dominada por matéria orgânica amorfa parcialmente oxidada (sem fluorescência) ou até mesmo por dominada por fitoclastos opacos

Figura 16.14 Correlação da fácies orgânica de Jones (1987) e palinofácies de Tyson (1995, modificada de Mendonça Filho, 1999).

CAMPOS DE PALINOFÁCIES	CARACTERÍSTICAS DEPOSICIONAIS DA MATÉRIA ORGÂNICA
I	**Bacia ou plataforma altamente proximal** Alto suprimento de fitoclastos dilui todos os outros componentes
II	**Bacia marginal disóxica-anóxica** MOA diluída pelo alto suprimento de fitoclastos, mas com moderada a boa preservação. Quantidade de COT marinho depende do estado redox da bacia
III	**Plataforma óxica heterolítica** (plataforma proximal) Geralmente baixa taxa de preservação de MOA, abundância absoluta de fitoclastos depende da proximidade de fontes flúvio-deltaicas Oxidação e retrabalhamento comuns
IV	**Transição plataforma-bacia** Transição plataforma-bacia no tempo (*e.g.*, aumento da subsidência/profundidade da lâmina d'água) ou espaço (talude). Abundância absoluta de fitoclastos depende da proximidade da fonte fluvial e do grau de redeposição. Quantidade de COT marinho depende do estado redox da bacia. IVa: disóxico. IVb: subóxico-anóxico
V	**Plataforma óxica dominada por lama** ("plataforma distal") Baixa a moderada MOA (geralmente degradada). Palinomorfos abundantes. Margas de coloração clara, bioturbadas são comuns
VI	**Plataforma proximal subóxica-anóxica** Boa taxa de preservação de MOA, bacia apresenta condições redutoras. Conteúdo absoluto de fitoclastos deve ser moderado a alto, devido ao *input* de turbiditos e/ou proximidade da fonte flúvio-deltaica
VII	**"Plataforma" distal disóxica-anóxica** Moderada a boa taxa de preservação de MOA, baixo a moderado conteúdo de palinomorfos. Lamitos escuros bioturbados são comuns
VIII	**Plataforma distal disóxica-óxica** MOA dominante, excelente taxa de preservação. Baixo a moderado conteúdo de palinomorfos. Folhelhos ricos em matéria orgânica são depositados sob condições de coluna d'água estratificada
IX	**Bacia distal subóxica-anóxica/Plataforma carbonática/Marinho Restrito** MOA dominante. Baixo conteúdo de palinomorfos. Frequentemente rico em alginitas. Depósitos de águas profundas ou depósitos de condições de coluna d'água estratificada ou sedimentos de bacia faminta

Figura 16.15 Diagrama ternário Fitoclasto-MOA-Palinomorfo utilizado na definição de palinofácies em seções marinhas com os respectivos *campos de paleoambiente* correspondentes à deposição de matéria orgânica (modificado de Tyson, 1993).

c) ter o controle sedimentológico do material, pois no processo deposicional a fração orgânica particulada se comporta de forma similar à fração inorgânica. Este efeito é denominado de ***equivalência hidrodinâmica*** e leva em consideração o tamanho, o volume, o peso, a forma e principalmente a ***densidade*** da matéria orgânica particulada em relação às partículas sedimentares. No entanto, é necessário identificar as tendências relacionadas puramente aos tamanhos dos grãos de sedimento e, quando possível, diferenciar, essas tendências, dos outros controles potenciais (tais como a tendência proximal-distal, estado de preservação e variações de paleossalinidade). Isto significa separar aqueles efeitos de mudanças na assembleia que devem, simplesmente, ser atribuídos à mudança na litologia da amostra e não às variações ambientais;

d) identificar e estabelecer os melhores parâmetros a serem utilizados nas interpretações, como, por exemplo, Razões *Fitoclasto Opaco/Não Opaco*, Dinocistos/Esporomorfos, *Botryococcus/Pediastrum*, parâmetro *Fi-COT* (baseado no percentual do Grupo Fitoclasto com o conteúdo de COT do sedimento), parâmetro *Índice Preservação de Fitoclasto* (baseado na tendência de preservação seletiva);

e) se for identificado algum palinomorfo específico, é importante determinar a sua distribuição e relacionar com as características palinofaciológicas da seção sedimentar, pois um maior detalhamento pode auxiliar no entendimento de preferências paleoecológicas;

f) identificar a melhor representação para os dados obtidos (fotomicrografias, diagramas ternários e gráficos);

g) realizar tratamento estatístico específico (e. g. Análises de Agrupamento Hierárquico) com os resultados de palinofácies e, se possível, de geoquímica orgânica, para determinar as correlações entre as variáveis, quantificar a dependência linear entre os objetos e desta forma identificar os fatores que influenciam nas associações de palinofácies inseridas em um contexto estratigráfico;

h) relacionar os dados de palinofácies e fácies orgânica no contexto das sequências estratigráficas, pois a progressão de Tratos de Sistemas de Mar Baixo (LST) para Transgressivo (TST) e de Mar Alto (HST) registra mudanças relativas no conteúdo orgânico (origem, grau de preservação, tendência de distribuição) que refletem palinofácies distintas.

Técnicas de Preparação das Amostras para Análise de Palinofácies

A preparação do material para análise de palinofácies é realizada utilizando-se os procedimentos palinológicos-padrões descritos por Tyson (1995); Mendonça Filho (1999); Mendonça Filho *et alii* (2002); Oliveira (2003) e Oliveira *et alii* (2004, 2006).

A necessidade de se procurar um melhoramento no processamento químico para isolamento da matéria orgânica particulada surgiu devido às dificuldades encontradas para a recuperação de uma quantidade adequada de material orgânico particulado tanto em amostras com baixo conteúdo orgânico, quanto em amostras contaminadas por aditivos de fluidos de perfuração em decorrência da atividade de exploração petrolífera.

Essa metodologia vem sendo aperfeiçoada através de técnicas de maceração ácida, com ácidos clorídrico (HCl) e fluorídrico (HF), e técnicas diferenciadas para eliminação de contaminantes (aditivos de fluidos perfuração), utilizando métodos extrativos com solventes orgânicos e ultrassom, desenvolvidas no *Laboratório de Palinofácies & Fácies Orgânica* (LAFO) DEGEO/IGEO/UFRJ (figuras 16.16 e 16.17).

Inicialmente, as amostras são fragmentadas entre 2 e 5 mm e cerca de 20 g a 40 g de material é separado para obtenção de um concentrado de querogênio, porém a litologia e o teor de COT podem influenciar na quantidade de material a ser processado.

Caso a amostra apresente óleo de formação ou contaminação por aditivo de fluido de perfuração, é necessária a utilização de métodos extrativos com solvente orgânico e detergente industrial acompanhado de ultrassom para lavagem.

A. Ácido Clorídrico (HCl)

A primeira etapa do processamento químico consiste na acidificação da amostra com o ácido clorídrico (37%) para eliminação da fração carbonática. Deixa-se em repouso por 18 horas e posteriormente o material é neutralizado através da lavagem com água filtrada.

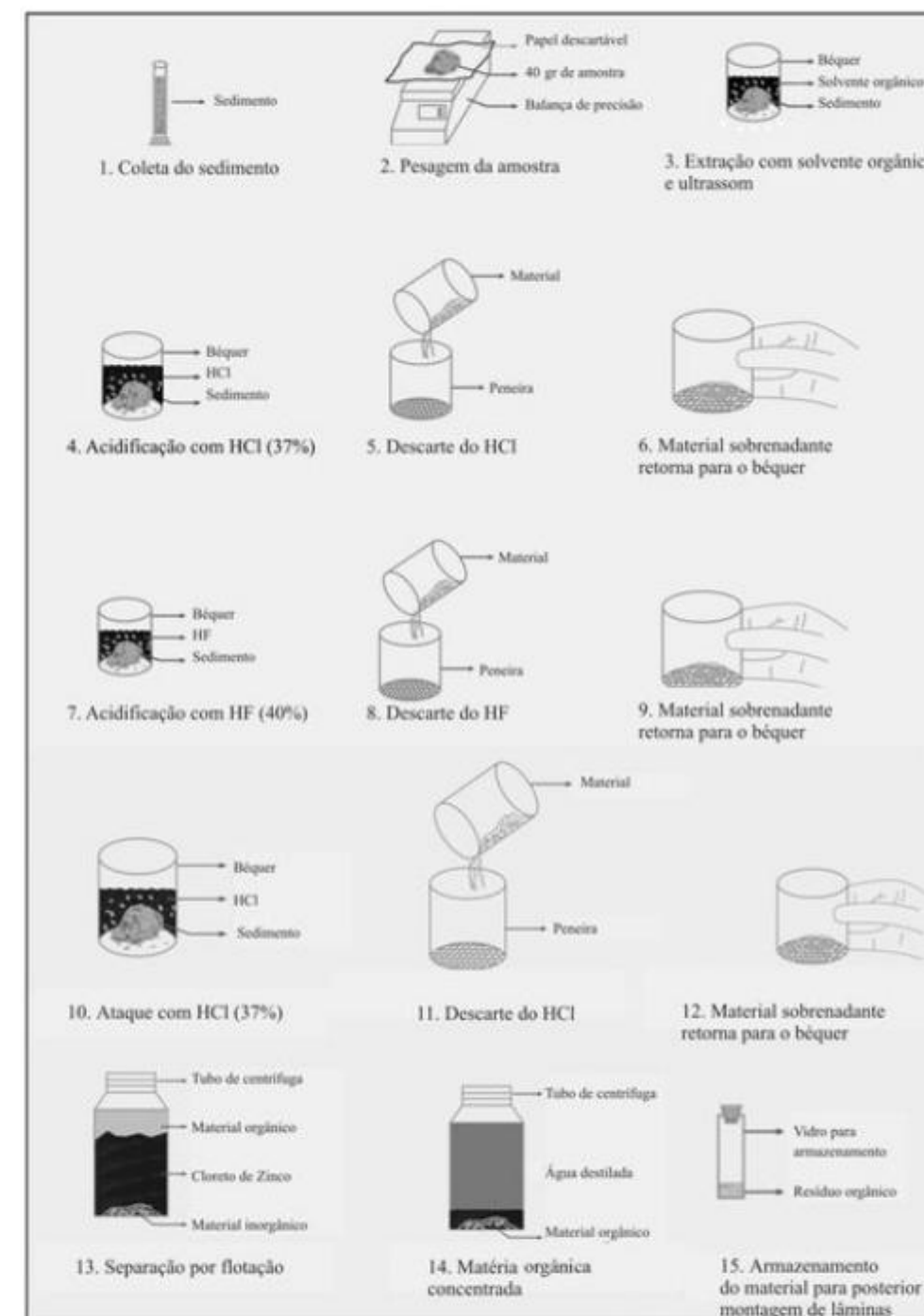



Figura 16.16 Esquema de preparação de amostras para análise de palinofácies.

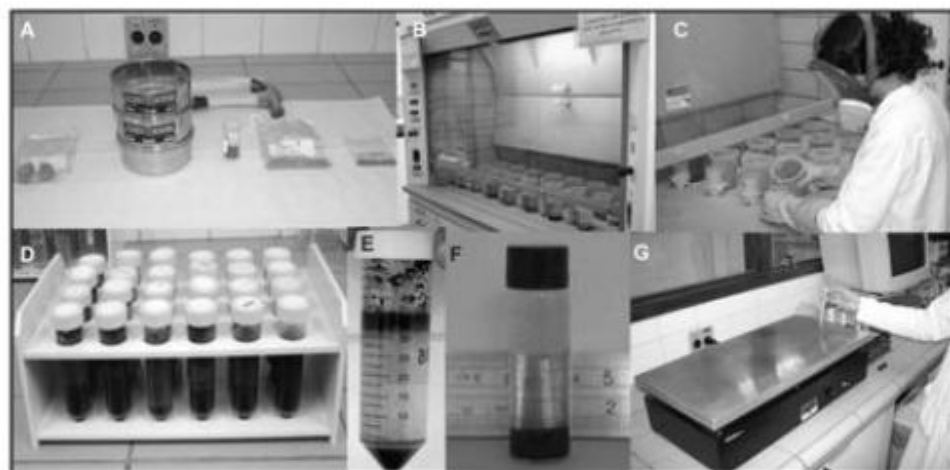



Figura 16.17 Etapas laboratoriais de preparação de amostras: (A) Fragmentação da amostra. (B) e (C) Acidificação e neutralização. (D) Separação por flotação utilizando-se $ZnCl_2$. (E) Resíduo orgânico – sobrenadante. (F) Concentrado de matéria orgânica. (G) Montagem de lâminas.

Neutralização: Adiciona-se água filtrada na amostra num béquer (600 ml), espera-se a decantação do material e com uma peneira de malha de poliéster (entre 10 µm e 20 µm), peneira-se somente o sobrenadante, e o material retido na peneira é retornado para o béquer. O béquer é preenchido novamente com água filtrada, espera-se a decantação e inicia-se novo peneiramento. Repete-se esse procedimento até que o pH do líquido sobrenadante torne-se neutro.

B. Ácido Fluorídrico (HF)

A segunda etapa de ataque ácido utiliza-se ácido fluorídrico (40%) para eliminação da fração silicosa da amostra. Adiciona-se o HF permanecendo em repouso por 24 horas, para esse processo é necessário que a amostra esteja com o mínimo de água possível no béquer.

Neutralização: Após 24 horas em repouso, acrescenta-se água filtrada no béquer (600 mL), espera-se a decantação do material, inicia-se o peneiramento do sobrenadante. Realiza-se o mesmo procedimento utilizado para a neutralização da amostra com HCl.

C. Segunda adição do Ácido Clorídrico (HCl)

Após a completa neutralização, a amostra é novamente acidificada com aproximadamente 5 mL a 10 mL de HCl (37%), para eliminação dos possíveis fluorsilicatos formados durante as etapas anteriores, permanecendo em repouso por 3 horas.

D. Limpeza e Decantação do Material

Uma vez neutralizada a amostra, elimina-se o excesso de água, passa-se o material para um tubo de centrífuga (50 mL) e centrifuga-se por 3 minutos (a 1 500 rpm).

E. Líquido Denso – Cloreto de Zinco ($ZnCl_2$)

Essa etapa da preparação consiste na separação por flotação utilizando-se $ZnCl_2$, líquido de densidade (1,9 a 2 g/cm^3) intermediária entre o material orgânico e o inorgânico, com o objetivo de separar a fração orgânica da fração inorgânica residual.

F. Lavagem do Líquido Denso

Após a separação do resíduo orgânico (sobrenadante), passa-se somente a matéria orgânica isolada para outro tubo de centrífuga. Adiciona-se algumas gotas de HCl (10%), completa-se com água destilada, centrifuga-se novamente por 3 minutos (a 1 500 rpm) e descarta-se o sobrenadante. Realiza-se esse procedimento até que o material esteja completamente neutralizado.

G. Obtenção do Resíduo Orgânico

Após a completa neutralização, o resíduo orgânico é transferido para um frasco com tampa devidamente identificado e etiquetado, e está pronto para a preparação das lâminas organopalinológicas.

H. Montagem de Lâminas Organopalinológicas

Para montagem de lâminas organopalinológicas é utilizada lâmina de vidro (24 x 76 mm), lamínula (24 x 24 mm) e Entellan-Merck (resina à base de xileno).

Sobre uma chapa aquecida entre 40°C e 50°C, coloca-se duas lamínulas onde cada uma recebe uma gota do resíduo orgânico juntamente com algumas gotas de água destilada para espalhar o material. Sendo que o resíduo colocado sobre a segunda lamínula é previamente peneirado em peneira de malha de poliéster de 10 mm, sendo que a contagem dos componentes orgânicos particulados é feita no material peneirado.

Após a secagem, as duas lamínulas são coladas em uma mesma lâmina com Entellan-Merck.

Referências

ARAI, M.; LANA, C. C.; ARAUJO, C. V. & MENEZES, T. R. 2006. O grande incêndio do Santoniano: considerações geológicas e exploratórias. *Boletim Geociências da Petrobras*, *14*(1): 125-131.

ARAUJO, C. V.; CONDÉ, V.; BOTELHO NETO, J.; PEDRÃO, E. & CONCEIÇÃO, J. C. 1998. Palynofacies in a Sequence Stratigraphy Context: an Example of an Upper Aptian Section from Almada Basin, Brazil. *In:* MELLO, M. R. & YILMAZ, P. O. (eds.). *AAPG International Conference and Exhibition Extented Abstracts*, p. 582-583.

BANKS, M. R. 1962. Permian (Tasmania). *Journal Geology Society of Australia*, *9*: 189-216.

BATTEN, 1981. Palynofacies, organic maturation and source potential for petroleum. *In:* BROOKS, J. (ed.). *Organic Maturation Studies and Fossil Fuel Exploration*. Academic Press, London, p. 201-224.

BATTEN, D. J. 1982a. Palynofacies, palaeoenvironments and petroleum. *Journal of Micropalaeontology*, *1*: 107-114.

BATTEN, D. J. 1982b. Palynofacies and salinity in the Purbeck and Wealden of southern England. *In:* BANNER, F. T. & LORD, A. R. (eds.). *Aspects of Micropalaeontology*, p. 278-308.

BATTEN, D. J. 1996a. Palynofacies and palaeoenvironmental interpretation. *In:* JANSONIUS, J. & McGREGOR, D. C (eds.). *Palynology: principles and applications*. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, *3*: 1011-1064.

BATTEN, D. J. & GRENFELL, H. R. 1996b. *Botryococcus*. *In:* JANSONIUS, J. & McGREGOR, D. C (eds.). *Palynology: principles and applications*. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, *1*: 205-214.

BATTEN, D.J. 1996c. *Pediastrum*. *In:* JANSONIUS, J. & McGREGOR, D.C (eds.). *Palynology: principles and applications*. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, *1*: 191-203.

BORDENAVE, M. L. & ESPITALIÉ, J. 1993. Elemental composition of kerogens. *In:* BORDENAVE, M. L. (ed.). *Applied Petroleum Geochemistry*, Editions Technip, Paris, p. 334-339.

BORDENAVE, M. L.; ESPITALIÉ, J.; LAPLAT, P.; OUDIN, J. L. & VANDENBROUKE, M. 1993. Screening techniques for source rock evaluation. *In:* BORDENAVE, M. L. (ed.). *Applied Petroleum Geochemistry*, Editions Technip, Paris, p. 217-279.

BOSTICK, N. H. 1971. Thermal alteration of clastic organic particles as an indicator of contact and burial metamorphism in sedimentary rocks. *Geoscience and Man, Baton Roude*, *3*: 83-92.

BOULTER, M. C. & RIDDICK, A. 1986. Classification and analysis of palinodebris from the Palaeocene sediments of the Forties Field. *Sedimentology*, *33*: 871-86.

BRASIER, M. D.1980. *Microfossils*. Unwin Hyman Ltd (ed.), London, 193 p.

BRINKHUIS, H. 1994. Late Eocene to early Oligocene dinoflagellate cysts from the Priabonian type-area (Northeast Italy): Biostratigraphy and Paleoenvironmental Interpretation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *107*: 121-163.

BROOKS, J.; CORNFORD, C. & ARCHER, R. 1987. The hole of hydrocarbon source rocks in petroleum exploration. *In:* BROOKS, J. & FLEET, A. J. (eds.). *Marine Petroleum Source Rocks*. Geological Society Special Publication, *26*: 17-46.

BUCKLEY, L. & TYSON, R. V. 2003. Organic Facies analysis of the Cretaceous Lower and basal Upper Colorado Group (Cretaceous), Western Canada Sedimentary Basin – a preliminary report. *In:* Summary of Investigations 2003, v. 1, *Saskatchewan Geological Survey*, Sask. Industry Resources, Misc. Rep. 2003-4.1, CD-ROM, Paper A-10, 13.

BURGESS, J. D. 1974. Microscopic examination of kerogen (dispersed organic matter). *In*: Petroleum Exploration. *Geological Society of American Special Paper, 153*: 19-30.

BUSTIN, R. M. 1988. Sedimentology and characteristics of dispersed organic matter in Tertiary Niger Delta: origin of source rocks in a deltaic environment. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 72*: 277-298.

CALVER, C. R.; CLARKE, M. J. & TRUSWELL, E. M. 1984. The stratigraphy of a late Palaeozoic borehole section at Douglas River, eastern Tasmania. *Papers and Proceedings of the Royal Society of Tasmania, 118*: 137-161.

CARVALHO, M. A. 2001. *Paleoenvironmental reconstruction based on palynology and palynofacies analyses of Upper Aptian-Middle Albian sucession from Sergipe Basin, northeaster Brazil.* Ruprecht-Karl Heidelberg, Alemanha, Tese de Doutorado, 160 p.

CARVALHO, M. A.; MENDONÇA FILHO, J. G. & MENEZES, T. R. 2006a. Paleoenvironmental reconstruction based on palynofacies analysis of the Aptian-Albian succession of the Sergipe Basin, Northeastern Brazil. *Marine Micropaleontology, 59*: 56-81.

CARVALHO, M. A.; MENDONÇA FILHO, J. G. & MENEZES, T. R. 2006b. Palynofacies and sequence stratigraphy of the Aptian-Albian of the Sergipe Basin, Brazil. *Sedimentary Geology, 192*: 57-74.

CHOW, N.; WENDTE, J. & STASIUK, L. D. 1995. Productivity *versus* preservation controls on two organic-rich carbonate facies in the Devonian of Alberta: sedimentological and organic petrological evidence. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology, 43*: 433-460.

COMBAZ, A. 1964. Les palynofaciès. *Revue de Micropaléontologie*, 7: 205-18.

COMBAZ, A. 1966. Remarques sur les niveaux a Tasmanacées du Paléozoïque Saharien. Palaeobotanist, *15*, 29-36.

COMBAZ, A. 1980. Les kérogènes vus au microscope. *In*: DURAND, B. (ed.). *Kerogen*. Éditions Technip, Paris, 55-111.

CORNFORD, C. 1979. Organic deposition at a Continental Rise: Organic geochemical interpretation and synthesis at DSDP Site 397, Eastern North Atlantic. *In*: YON RAD, U. *et alii*. (ed.). *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 47*(1): 503-510.

CORNFORD, C.; RULLKÖTTER, J. & WELTE, D. 1979. A synthesis of organic petrographic and geochemical results from DSDP sites in the eastern central North Atlantic. *Physics and Chemistry of the Earth, 12*: 445-453.

CORREIA, M. 1971. Diagenesis of sporopollenin and other comparable organic substances: application to hydrocarbon research. *In:* BROOKS, J.; GRANT, P.; MUIR, M. D.; SHAW, G. & VAN GIJZEL, P. (eds.). *Sporopollenin*, Academic Press, London, p. 569-620.

COURTINAT, B. 1989. Les organoclastes des formations lithologiques du Malm dans le Jura Méridional. Systématique, biostratigraphie et élements d'interprétion paléoécologique. *Documents de Laboratoirie Géologique*, Lyon, *105*: 365 p.

DALE, B. 1976. Cyst Formation, Sedimentation and Preservation: Factors Affecting Assemblages in Recent Sediments from Trondheimsfjord, Norway. *Review of Palaeobotany and Palynology, 22*: 39-60.

DALE, B. 1996. Dinoflagellate cyst ecology: modeling and geological applications. *In*: JANSONIUS, J. & McGREGOR, D. C. (eds.). *Palynology: Principles and Applications*. AASP Foundation, *3*: 1249-1275.

DARELL, J. H. & HART, G. F. 1970. Environmental determinations using absolute miospore frequency, Mississipi River delta. *Geological Society of America Bulletin, 81*: 2513-2518.

DE LA RUE, S. R.; ROWE H. D. & RIMMER, S. M. 2007. Palynological and bulk geochemical constraints on the paleoceanographic conditions across the Frasnian-Famennian boundary, New Albany Shale, Indiana. *International Journal of Coal Geology, 71:* 72-84.

DEGENS, E. T. & MOPPER, K. 1976. Factors controlling the distribution and early diagenesis of organic material in marine sediments. *In*: RILEY, J. P. & CHESTER, R. (eds.). *Chemical Oceanography*, 2nd, *Academic Press, London, 6*: 59-113.

del PAPA, C.; GARCÍA, V. & QUATTROCCHIO, M. 2002. Sedimentary facies and palynofacies assemblages in an Eocene perennial lake, Lumbrera formation, northwest Argentina. *Journal of South American Earth Sciences, 15*: 553-569.

DENISON, C. & FOWLER, R. M. 1980. Palynological identification of facies in a deltaic environment. *In*: Proceedings of the Meeting on the Sedimentation of North Sea Reservoir Rocks, Geilo. *Norwegian Petroleum Society, 12*: 1-22.

DIDYK, B. M.; SIMONEIT, B. R. T.; BRASSELL S. C. & EGLINTON, G. 1978. Organic geochemical indicators of palaeoenvironmental conditions of sedimentation. *Nature, 272*: 216-222.

DOWNIE, C. 1973. Observations on the nature acritarchs. *Paleontology, 16*: 239-259.

DUFKA, P. 1990. Palynomorphs in the Llandovery black shale sequence of the Prague Basin (Barradian area, Bohemia). *Casopis pro mineralogii a geologii, 35*: 15-35.

DURAND, B. 1980. Sedimentary organic matter and kerogen. Definition and quantitative importance of kerogen. *In*: DURAND, B. (ed.). *Kerogen: Insoluble Organic Matter from Sedimentary Rocks*, Editions Technip, Paris, p. 13-34.

ESPITALIÉ, J.; MADEC, M.; TISSOT, B.; MENNIG, J.J. & LEPLAT, P. 1977. Source rock characterization method for petroleum exploration. *In*: ANNUAL OFFSHORE TECHN. *9, Conference, Proceedings*, p. 439-444.

ESPITALIÉ, J.; DEROO, G. & MARQUIS, F. 1986. La pyrolyse Rock-Eval et ses applications: Troitsième partie. *Revue de l'Institut Français du Pétrole, 41*: 73-89.

EVITT, W.R. 1985. Sporopollenin dinoflagellate cysts: their morphology and interpretation. *American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation*, Dallas, 333 p.

FENSOME, R.A.; WILLIAMS, G.L.; BARSS, M.S.; FREEMAN, J.M. & HILL, J.M. 1990. Acritarchs and fossil prasinophytes: an index to genera, species and infraspecific taxa. Contribuition. *American Association of Stratigraphic Palynologist Foundation, 25*: 771 p.

FENSOME, R.A.; RIDING, J.B. & TAYLOR, F.J.R., 1996. Dinoflagellates. *In*: JANSONIUS, J. & McGREGOR, D. C. (eds.). *Palynology: principles and applications*. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, *1*: 107-169.

FOLLOWS, B. & TYSON, R. V. 1998. Organic facies of the Asbian (early Carboniferous) Queensferry Beds, Lower Oil Shale Group, South Queensferry, Scotland, and a brief comparison with other Carboniferous North Atlantic oil shale deposits. *Organic Geochemistry, 29*(4): 821-844.

FORSMAN, J. P. & HUNT, J. M. 1958. Insoluble organic matter (kerogen) in sedimentary rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta, 15*: 170-182.

GAUPP, R. & BATTEN, D. J. 1983. Depositional setting of Middle to Upper Cretaceous sediments in the northern calcareous Alps from palynological evidence. *Neues Jahrbuch für Geologie und Palàontologie Monatshefte, 1983*: 585-600.

GORIN, G. E. & STEFFEN, D. 1991. Organic facies as a tool for recording eustatic variations in marine fine-grained carbonates – example of the Berriasian stratotype at Berrias (Ardrche, Southeast France). *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, 85*: 303-320.

GROOT, J. J.; GROOT, C. R.; EWING, M.; BURCKLE, L. & CONOLLY, J. R. 1965. Spores, pollen, diatoms and provenance of the Agentine basin sediments. *Progress in Oceanography, 4*: 179-217.

GROSS, M. G.; CAREY Jr., A. G.; FOWLER, G. A. & KULM, L. D.1972. Distribution of organic carbon in surface sediments, northeast Pacif Ocean. *In*: PRUTER, A.T. & ALVERSON, D. (eds.). *The Columbia River Estuary and adjacent ocean waters-bioenvironmental studies*, University of Washington Press, p. 254-264.

GUY-OHLSON, D. 1996. Prasinophycean algae. *In:* JANSONIUS, J. & McGREGOR, D. C. (eds.). *Palynology: principles and applications*. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, *1*: 181-189.

HABIB, D. 1982. Sedimentary supply origin of cretaceous black shales. *In:* SCHLANGER, S. O. & CITA, M. B. (eds.). *Nature and origin of Cretaceous Carbon-rich Facies*. Academic Press, London, p. 113-127.

HABIB, D. & MILLER, J. A. 1989. Dinoflagellate species and organic facies evidence of marine transgression and regression in the Atlantic Coastal Plain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeocology, 74*: 23-47.

HANCOCK, N. J. & FISHER, M. J. 1981. Middle Jurassic North Sea deltas with particular reference to Yorkshire. *In*: ILLING, L. V. & HOBSON, G. D. (eds.). *Petroleum Geology of the Continental Shelf of North-West Europe*. Heyden, London, p. 186-195.

HART, G. F. 1979. Maceral analysis: Its use in petroleum exploration. Methods Paper 2. *Baton Rouge, LA*: Hartx Internacional Inc.

HART, G. F. 1986. Origin and classification of organic matter in clastic systems. *Palynology, 10*: 1-23

HEDGES, J. I. & PARKER, P. L. 1976. Land-derived organic matter in surface sediments from the Gulf of Mexico. *Geochimica et Cosmochimica Acta, 40*: 1019-1029.

HEALTH, G. R.; MOORE Jr., T. C. & DAUPHIN, J. P. 1977. Organic Carbon in deep-sea sediments. *In:* ANDERSON, N. R. & MALAHOFF, A. (eds.). *The Fate of Fossil Fuel CO_2 in the Ocean*, Plenum, New York, p. 605-625.

HOFFMEISTER, W. S. 1960. Palynology has important role in oil exploration. *World Oil, 150*: 101-104.

HUGHES, N. F. & MOODY-STUART, J. C. 1967. Palynological facies and correlation in the English Wealden. *Review of Palaeobotany and Palynology, 1*: 259-268.

HUNT, J. W. 1987. Relationship between microlithotype and maceral composition of coals and geological setting of coal measures in Permian Basins of Eastern Australia. *Australian Coal Geology*, *4*(2): 484-501.

JACOBSON, S. R. 1991. Petroleum source rocks and organic facies. *In*: MERRIL, R. K. (ed.). *Source and Migration Processes and Evaluation Techniques. Treatise of Petroleum Geology*. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, p. 3-11.

JARAMILLO, C. A. & OBOH-IKUENOBE, F. E. 1999. Sequence stratigraphic interpretations from palynofacies, dinocyst and lithological data of Upper Eocene-Lower Oligocene strata in southern Mississippi and Alabama, U.S. Gulf Coast. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *145*: 259-302.

JARVIE, D. M. 1991. Total Organic Carbon (TOC) analysis. *In*: MERRIL, R. K. (ed.) *Source and Migration Processes and Evaluation techniques, Treatise of Petroleum Geology*. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, p. 113-118.

JONES, R. W & EDISON, T. A. 1979. Integration of Microscopic Organic Analysis and Geochemical Measurements in Evaluation of Source Rocks. *AAPG Bulletin*, *63*(3): 476.

JONES, R. W. 1987. Organic Facies. *In*: BROOKS, J. & WELTE, D. (eds.). *Advances in Petroleum Geochemistry*, Academic Press. *2*: 1-90.

KANTSLER, A. J. 1980. Aspects of organic petrology with particular reference to the exinite group of mace&. *In*: CWK, A. C. & KANSTLER, A. J. (eds.). *Oil Shale Petrology Workhop*, Wollongong. Keiraville Kopiers, p. 16-41.

LECKIE, D. A.; SINGH, G; GOODARZI, F. & WALL, J. H. 1990. Organic-rich, radioactive marine shale: a case study of a shallow-water condensed section, Cretaceous Shaftesbuty Formation, Alberta, Canadá. *Journal of Sedimentary Petrology*, *60*(1): 101-117.

LEIPNITZ, I. I. & AGUIAR, E. S. 2002. Foraminíferos Recentes e Fósseis. *In*: UNISINOS (ed.). *Técnicas e procedimentos de trabalho com fósseis e formas modernas comparativas*. São Leopoldo, p. 8-10.

LOEBLICH III, A. R. & LOEBLICH, L. A. 1984. Dinoflagellate Cysts. *In*: SPECTOR, D. L. (ed.). *Dinoflagellates. Department of Pharmacology Baylor College of Medicine Texas Medical Center Houston*. Texas Academic Press, Inc., *13*: 444-474.

LOUTIT, T. S.; HARDENBOL, J. & VAIL, P. R. 1988. Condensed section: the key to age determination and correlation of continental margin sequences. *In*: WILGUS, C. K. & HASTINGS, B. S. (eds.). *Sealevel changes – an integrated approach*. Society of economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, *42*: 183-215.

MARTINEZ-HERNANDEZ, E.; ALMEIDA-LEÑERO, L.; REYES-SALAS, M. & BETANCOPU-TAGUILAR, Y. 1980. Estudio palinologico para la determinación de ambientes en la Cuenca Fuentes-Río Escondido (Cretácico Superior), Region de Piedras Negras, Coahulia. Universidad Nacional Autonoma de México. *Revista Instituto de Geologia*, *4*: 167-185.

MASRAN, T. C. & POCOCK, S. A. J. 1981. The classification of plant-derived particulate organic matter in sedimetary rocks. *In*: BROOKS, J. (ed.). *Organic Maturation Studies and Fossil Fuel Exploration*. Academic Press, London, p. 145-176.

MELIA, M. B. 1984. The distribution and relationship between palynomorphs in aerosols and deep-sea sediments of the coast of nothwest Africa. *Marine Geology*, *58*: 345-371.

MENDONÇA FILHO, J. G. 1999. *Aplicação de estudos de palinofácies e fácies Orgânica em rochas do Paleozóico da Bacia do Paraná, Sul do Brasil*. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Tese de Doutorado em Geociências, 2 vols., 338 p.

MENDONÇA FILHO, J. G.; CARVALHO, M. A. & MENEZES, T. R. 2002. *In*: DUTRA, T. L. (ed.) *Palinofácies. Técnicas e Procedimentos para o Trabalho com Fósseis e Formas Modernas Comparativas. Unisinos*, *1*: 20-24.

MENDONÇA FILHO, J. G.; MENDONÇA, J. O.; OLIVEIRA, A. D.; MENEZES, T. R.; SANT'ANNA, A. J.; SOUZA, J. T. & BRITO, D. M. 2007. Fossil Record of Carbonized Sclerenchymatic Tissues (Sclereids and Fibers) in Brazilian Sedimentary Basins. *In*: THE JOINT MEETING OF CSCOP, TSOP & ICCP – Unconventional Petroleum Systems & Advances in Organic Petrology, Organic & Inorganic Geochemistry, p. 56-57.

MENDONÇA, J. O.; MENDONÇA FILHO, J. G.; OLIVEIRA, A. D.; MENEZES, T. R.; SANT'ANNA, A. J.; SOUZA, J. T. & BRITO, D. M. 2007. Caracterização de partículas carbonizadas no registro geológico: Tecidos esclerenquimáticos (esclereídeos e fibras). *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 20, Búzios. *Anais*..., p. 144.

MENDONÇA FILHO, J. G.; CHAGAS, R. B. A.; MENEZES, T. R.; MENDONCA, J. O. ; SILVA, F. S. 2009 . Organic facies of the Oligocene Lacustrine System in the Cenozoic Taubaté Basin, Southern Brazil. *In*: Joint 61° ICCP/26° TSOP Meeting Advances in Organic Petrology and Organic Geochemistry, Gramado. *Anais*...p. 70.

MENEZES, T. R. 2002. *Aplicação de parâmetros palinofaciológicos e organogeoquímicos na reconstrução paleoambiental do talude continental brasileiro recente na Bacia de Campos, RJ*. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Programa de Pós-Graduação em Geologia, Dissertação de Mestrado, 174 p.

MENEZES, T. R. & MENDONÇA FILHO, J. G. 2004. Aplicação da faciologia orgânica na análise paleoceanográfica do talude continental superior recente da Bacia de Campos – RJ. *Revista Brasileira de Paleontologia*, *7*(2): 177-188.

MEYER, K. E. B.; MENDONÇA FILHO, J. G.; ASHRAF, A. R.; SOUZA, P. A. & REICHHART, K. 2005. Análise de palinofácies em sedimentos holocênicos da Lagoa dos Quadros, Planície Costeira do Rio Grande do Sul, Brasil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, *8*(1): 57-72.

MÜLLER, J. 1959. Palynology of Recent Orinoco Delta and shelf sediments: reports of the Orinoco Shelf expedition. *Micropaleontology*, *5*: 1-2.

NZOUSSI-MBASSANI, P.; DISNAR J. R. & LAGGOUN-DÉFARGE, F. 2003. Organic matter characteristics of Cenomanian–Turonian source rocks: implications for petroleum and gas exploration onshore Senegal. *Marine and Petroleum Geology*, *20*: 411-427.

OBOH, F. E. 1992. Middle Miocene palaeoenvironments of the Niger Delta. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *92*: 55-84.

OBOH-IKUENOBE, F. E.; YEPES, O. & ODP Leg 159 Scientific Party. 1997. Palynofacies analysis of sediments from the Côte d'Ivoire – Ghana transform margin: Preliminary correlation with some regional events in the eastern Equatorial Atlantic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *129*: 291-314.

OLIVEIRA, A. D. 2003. *Reconstrução paleoambiental com base nas assembleias de dinoflagelados presentes nos sedimentos do Holoceno e Pleistoceno do Talude Continental Brasileiro da Bacia de Campos, RJ-Brasil*. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Programa de Pós-Graduação em Geologia, Dissertação de Mestrado, 198 p.

OLIVEIRA, A. D.; MENDONÇA FILHO, J. G.; CARVALHO, M. A.; MENEZES, T. R.; LANA, C. C. & BRENNER, W. W. 2004. Novo método de preparação palinológica para aumentar a recuperação de Dinoflagelados. *Revista Brasileira de Paleontologia*, *7*(2): 169-175.

OLIVEIRA, A. D.; MENDONÇA FILHO, J. G.; SANT'ANNA, A. J.; SOUZA, J. T.; FREITAS, A. G. & MENEZES, T. R. 2006. Inovação no processamento químico para isolamento da Matéria Orgânica Sedimentar. *In*: Congresso Brasileiro de Geologia, 43ª Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo Bahia-Sergipe Aracaju, SE. *Anais*..., p. 324.

PANTIC, N. & BAJAKTAREVIC, Z. 1988. "Nannoforaminifera" in palynological preparations and semar-slides from Mesozoic and Tertiary deposits in Central and Southeast Europe. *Revue de Paléobiologie, Benthos'86*, Special vol., 2: 953-959.

PASLEY, M. A. 1991. *Organic matter variation within depositional sequences stratigraphic significance of implication to petroleum source rock prediction*. The Louisiana State, University and agricultural and Mechanical Col. Louisiana (USA). PhD. Thesis, 150 p.

PETERS, K. E. 1986. Guidelines for evaluating petroleum source rock using programmed pyrolysis. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, *70*: 318-29.

PETERS, K. E. & CASSA, M. R. 1994. Applied source rock geochemistry. *In:* MAGOON, L. B. & DOW, W. G. (eds.). *The Petroleum System – from Source to Trap*. AAPG Memoir, *60*: 93-120.

PETERS, K. E.; ROHRBACK, B. G. & KAPLAN, I. R. 1981. Geochemistry of artificially heated humic and sapropelic sediments – 1: Protokerogen. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, *65*: 688-705.

POCKLINGTON, R. & LEONARD, J. D. 1979. Terrigenous organic matter in sediments of the St-Lawrence Estuary and the Saguenay Fjord. *Journal of Fisheries Research Board of Canada*, *36*: 1.250-1.255.

POWELL, T. G. 1987. Depositional controls on source rocks character and crude oil composition. *In:* WORLD PETROLEUM, *12, Congress, Proceedings*, Houston, *2*: 31-42.

PRAUSS, M. & RIEGEL, W. 1989. Evidence from phytoplankton associations for causes of black shale formation in epicontinental seas. *N. Jb. Geol. Paläont.* Muchen, p. 671-682.

QUADROS, L. P. 1975. Organopalinologia na prospecção de petróleo. Rio de Janeiro. *Boletim Técnico da Petrobras*, *18*(1): 3-11.

RHOADS, D. C 1974. Organism-sediment relations on the muddy sea floor. *Oceanography Ocean and Marine Biology Annual Review*, *12*: 263-300.

ROGERS, M. A. 1980. Application of organic facies concepts to hydrocarbon source rocks evaluation. *In*: WORLD PETROLEUM, *10, Congress, Proceedings*, Bucharest 1979, Heyden, London, *2*: 23-30.

RONCAGLIA, L. 2002. Lower Maastrichtian dinoflagellates from the Vano Clay Formation at Viano, northern Apennines, Italy. *Cretaceous Research*, *23*: 65-76.

SCHIØLER, P.; CRAMPTON J. S.; LAIRD, M. G. 2003. Palynofacies and sea-level changes in the Middle Coniacian-Late Campanian (Late Cretaceous) of the East Coast Basin, New Zealand. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 188*: 101-125.

SLUIJS, A.; PROSS, J. & BRINKHUIS, H. 2005. From greenhouse to icehouse: organic-walled dinoflagellate cysts as paleoenvironmental indicators in the Paleogene. *Earth-Science Reviews, 68*: 281-315.

SOUZA, I. V. A. F. 2007. *Faciologia Orgânica de uma Seção Devoniana da Bacia do Parnaíba (Formação Pimenteira): Implicações para a Geração de Petróleo.* Universidade Federal do Rio de Janeiro, Programa de Pós-Graduação em Geologia, Dissertação de Mestrado, 160 p.

STANCLIFFE, R. P. W. 1996. *Microforamiferal linings. In:* JANSONIUS, J. & McGREGOR, D. C. (eds.). *Palynology: principles and applications*. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, *1*: 373-379.

STANLEY, E. A. 1965. Abundance of pollen and spores in marine sediments off the eastern coast of the United States. *Southeastern Geologist, 7*: 25-33.

STAPLIN, F. L. 1961. Reef-controlled distribution of Devonian microplankton in Alberta. *Palaeontology, 4*: 392-424.

STAPLIN, F. L. 1969. Sedimentary organic matter, organic metamorphism and oil and gas occurence. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology, 17*: 47-66.

STASIUK, L. D. 1996. Organic facies in black shale of Devonian-Mississippian Bakken Formation, southeastern Saskatchewan. *In:* Geological Survey of Canada. *Current Research 1996-B*: 15-22.

STASIUK, L. D. 1999. Microscopic studies of sedimentary organic matter: key to understanding organic-rich strata, with Paleozoic examples from Western Canada. *Geoscience Canada, 26*: 149-172.

STASIUK, L. D. & FOWLER, M. G. 2004. Organic facies in Devonian and Mississippian strata of Western Canada Sedimentary Basin: relation to kerogen type, paleoenvironment, and paleogeography. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology, 52*(3): 234-255.

STEIN, R.; RULLKOTTER, J. & WELTE, D. H.1986. Accumulation of organic carbon-rich sediments in the Late Jurassic and Cretaceous Atlantic Ocean – a synthesis. *Chemical Geology, 56*: 1-32.

STROTHER, P. K. 1996. Acritarchs. *In:* JANSONIUS, J. & McGREGOR, D. C (eds.). *Palynology: principles and applications*. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, *1*: 81-106.

TAYLOR, F. J. R. 1987. Ecology of Dinoflagellates: A general and marine ecosystems. *In:* TAYLOR, F. J. R. (ed.). *The Biology of Dinoflagellates.* Botanical Monographs, *21*: 399-502.

TISSOT, B.; DEMAISON, G.; MASSON, P.; DELTEIL, J. R. & COMBAZ, A. 1980. Paleoenvironment and petroleum potential of Middle Cretaceous black shales in Atlantic basins. *AAPG Bulletin, 64*(12): 2051-2063.

TISSOT, B. P. & WELTE, D. H. 1984. *Petroleum Formation and Occurrence.* Springer-Verlag, Berlin, 699 p.

TRAVERSE, A. 1994. *Sedimentation of Organic Particles.* Cambrige University Press, 647 p.

TSCHUDY, R. H. 1969. Relationship of palynomorphs to sedimentation. *In:* TSCHUDY, R. H. & SCOTT, R. A. (eds.). *Aspects of Palynology*, Wiley, New York, p. 79-96.

TURNAU, E. & RACKI, G. 1999. Givetian palynostratigraphy and palynofacies: new data from the Bodzentyn Syncline (Holy Cross Mountains, central Poland). *Review of Palaeobotany and Palynology, 106*: 237-271.

TUWENI, A. O. & TYSON, R. V. 1994. Organic facies variations in the Westbury Formation (Rhaetic, Bristol Channel, SW England). *Organic Geochemistry, 21*: 1001-1014.

TYSON, R. V. 1984. Palynofacies investigation of Callovian (Middle Jurassic) sediments from DSDP Site 534, Blake-Bahama Basin, western Central Atlantic. *Marine and Petroleum Geology, 1*: 3-13.

TYSON, R. V. 1987. The genesis and palynofacies characteristics of marine petroleum source rocks. *In:* BROOKS, J. & FLEET, A. J. (eds.). *Marine Petroleum Source Rocks*. Geological Society Special Publication, *26*: 47-67.

TYSON, R. V. 1989. Late Jurassic palynofacies trends, Piper and Kimmmeridge Clay Formations, UK onshore and northern North Sea. *The British Micropalaeontological Society*, p. 135-172.

TYSON, R. V. 1993. Chapter 5: Palynofacies analysis. *In:* JENKINS, D. G. (ed.). *Applied Micropaleontology*. Kluwer Academic Publishers. The Netherlands, Amsterdam, p. 153-191.

TYSON, R. V. 1995. *Sedimentary Organic Matter. Organic facies and palynofacies*. Chapman & Hall, Londres, 615 p.

VICENT, A. J. 1995. *Palynofacies analysis of Middle Jurassic sediments from the Inner Hebrides*. PhD Thesis, University of Newcastle upon Tyne, 475 p.

VINCENT, A. J. & TYSON, R. V. 1999. Organic facies of the Middle Jurassic of the Inner Hebrides, Scotland. *Petroleum Geoscience, 5*: 83-92.

WALL, D. 1965. Microplankton, pollen and spores from the Lower Jurassic in Britain. *Micropalaeontology, 11*: 151-190.

WALL, D.; DALE, B.; LOHMANN, G. P. & SMITH, W. K. 1977. The environment and climatic distribution of dinoflagellate cysts in modern marine sediments from regions in the North and South Atlantic Oceans and adjacent seas. *Marine Micropaleontology, 2*: 121-200.

WATANABE, H. & AKIYAMA, M. 1998. Characterization of organic matter in the Miocene turbidites and hemipelagic mudstones in the Niigata oil field, central Japan. *Organic Geochemistry, 29*(1-3): 605-611.

WELTE, D. H.; CORNFORD, C. & RULLKOTTER, J. 1979. Hydrocarbon source rocks in deep sea sediments. *In:* Offshore Technology Conference, Houston, p. 457-464.

WHITAKER, M. F. 1984. The usage of palynology in definition of Troll Field geology, reduction of uncertainties. *In:* Innovative reservoir geomodelling, *6th Offshore Northern Seas Conference and Exhibition*, Stavanger, Norsk Petroleums-forening, Paper *G6*, 44 p.

WHITAKER, M. F.; GILES, M. R. & CANNON, S. J. C. 1992. Palynostratigraphical review of the Brent Group, Uk Sector, North Sea. *In:* MORTON, A. C.; HASZELDINE, R. S.; GILES, M. R. & BROWN, S. (eds.). Geology of the Brent Group. *Geological Society of London Special Publication, 61*: 169-202.

WILLIAMS, D. B. & SARJEANT, W. A. S. 1967. Organic-walled microfossils as depth and shoreline indicators. *Marine Geology, 5*: 5-6.

WOLLAST, R. 1983. Interactions in estuaries and coastal waters. *In:* BOLIN, B. & COOK, R. B. (eds.). *The Major Biogeochemical Cycles and Their Interactions*. Wiley, Nova York, p. 385-407.

17

A Vida Primitiva:

do Criptozoico (Pré-Cambriano) ao Início do Fanerozoico

Thomas R. Fairchild
Paulo Cesar Boggiani

Imagine a história da vida na Terra como um *iceberg*. Da mesma forma que quase todo o *iceberg* fica fora de nossa vista debaixo da superfície dos mares, 85% da história da vida está escondida, quase imperceptível, no vasto registro do tempo geológico mais remoto. Os ícones mais populares da Paleontologia – os trilobitas, dinossauros e tigres dente-de-sabre – representam apenas a ponta do *iceberg* dessa história, uma fase iniciada espetacularmente há meros 544 milhões de anos com a primeira irradiação de invertebrados com conchas e carapaças. Essa fase corresponde a apenas os 15% mais recentes do tempo geológico, mas foi responsável por quase todo o registro paleontológico de organismos macroscópicos e complexos, os fósseis que saltam à vista do paleontólogo no campo. Por este motivo, dá-se o nome, muito apropriado, de éon Fanerozoico, de *phaneros*, "visível", e *zoos*, "vida", a esse intervalo do tempo geológico.

Os quatro bilhões de anos da história da Terra anteriores ao Fanerozoico compreendem o Pré-Cambriano, o tempo antes do primeiro período do Fanerozoico, um termo consagrado pelo uso. Do ponto de vista paleontológico, porém, adotaremos neste capítulo um nome informal mas que realmente exprime melhor o caráter microscópico e simples das formas de vida predominantes desse vasto intervalo de tempo: o Criptozoico, de *cryptos*, "escondido", e *zoos*, "vida" (figura 17.1).

O Criptozoico é dividido em três éons de longa duração, um essencialmente virtual, quase sem registro físico, o Hadeano (de 4,56 a 4,0 bilhões de anos), e os outros dois palpáveis, reais, o Arqueano (4,0-2,5 bilhões de anos) e o Proterozoico (2,5-0,544 bilhões de anos) (figura 17.1).

O Hadeano deriva seu nome de *Hades*, o inferno da mitologia grega, um nome muito apropriado para a violenta fase inicial da Terra, quando o planeta foi intensamente bombardeado por meteoritos e a crosta sofreu igualmente vigorosa geração e retrabalhamento (Teixeira *et alii*, 2000). Desse éon, o único registro físico que sobrou foram apenas alguns cristais de zircão de rochas datadas em 4,1 a 4,4 bilhões de anos erodidos e depositados na forma de grãos de areia em rochas conglomeráticas arqueanas.

A história da vida criptozoica, portanto, só é documentada no registro fóssil nos éons Arqueano e Proterozoico.

ÉON	ERA	PERÍODO		
Fanerozoico	Paleozoico	Cambriano	(Andares)	Atdabaniano
				Tommotiano
				N-D*
544 Ma				
Pré-Cambriano ou Criptozoico	Proterozoico	Neoproterozoico	Neo-proterozoico III	Ediacariano
				Varanger (610-590 Ma)
			650 Ma	
		1 000 Ma		
		Mesoproterozoico		
		1 600 Ma		
		Paleoproterozoico		
	2 500 Ma			
	Arqueano			
	4 060 Ma**			
	Hadeano			

Figura 17.1 Subdivisão do tempo Pré-Cambriano ou Criptozoico utilizada neste capítulo. Ma = milhões de anos. * N-D = Andar Nemakit-Daldyniano. ** Idade do limite entre o Arqueano e o Hadeano, por convenção, é tomada como a das mais antigas rochas conhecidas, atualmente, gnaisses com 4 060 Ma do norte do Canadá. Os termos Ediacariano e Varanger foram propostos para subdividir o Neoproterozoico III em períodos menores, geo-historicamente significativos, o Varanger com referência à última glaciação proterozoica (Península Varanger, Noruega) e o Ediacariano com referência às mais antigas evidências de animais macroscópicos (Colinas de Ediacara, Austrália).

O Registro Paleontológico do Criptozoico

Os registros fósseis do Criptozoico e do Fanerozoico exibem diferenças significativas, que refletem a dominância de organismos procarióticos microscópicos, no primeiro, e a predominância dos eucarióticos macroscópicos no segundo (tabela 17.1). A representatividade desses registros também difere, uma vez que as rochas criptozoicas, bem mais antigas, estiveram muito mais sujeitas à erosão, ao metamorfismo e ao soterramento do que as fanerozoicas, mais recentes (figura 17.1). Ler o registro paleontológico é, portanto, como ler um livro no qual a maioria das páginas e ilustrações, menos no último capítulo, já foi arrancada ou danificada.

Tabela 17.1 Principais características da biosfera e evolução biológica no Criptozoico e Fanerozoico (modificada de Schopf, 1995)

Parâmetro	Criptozoico (Arqueano e Proterozoico)	Fanerozoico
Tempo representado pelo registro fóssil	3 350 Ma (~3 900-544 Ma), 85% do registro	544 Ma (544 Ma-hoje), 15% do registro
Organismos dominantes	Procariotos microscópicos, unicelulares e coloniais: cianobactérias, eubactérias e arquebactérias	Eucariotos macroscópicos, multicelulares: animais, plantas, fungos, macroalgas
Fisiologia	Anaeróbica ou facultativamente aeróbica	Aeróbica
Reprodução	Assexuada	Sexuada
Biotas	Simples, dominados por micróbios generalistas em grandes populações. Esteiras microbianas e estromatólitos como principais ecossistemas bentônicos	Complexos, dominados por organismos especialistas em pequenas populações. Cadeias alimentícias compridas
Ritmo evolutivo refletido nas mudanças morfológicas	Muito lento. Longa duração das espécies	Muito rápido. Curta duração das espécies. Irradiações e extinções
Modo evolutivo: foco da pressão seletiva	*Intra*celular: metabolismo, bioquímica	*Inter*celular: desenvolvimento morfológico, tecidos e órgãos, biomineralização
Inovações evolutivas	Origem da vida, fotossíntese, respiração, sexualidade, multicelularidade, tamanho macroscópico, biomineralização	Predação, hábito conchífero, conquista dos continentes e do ar, comunicação e inteligência, controle genético e ambiental

As páginas preservadas dessa história revelam, entretanto, que a vida surgiu há mais de 3,5 bilhões de anos, representada inicialmente apenas por procariotos (bactérias, cianobactérias e arquebactérias), evidenciados por estromatólitos, microfósseis e quimiofósseis na África do Sul e no Oeste da Austrália.

Embora quimiofósseis australianos demonstrem a possível presença de eucariotos há 2,6 bilhões de anos, evidências físicas desse grupo só aparecem a partir de 2,1 bilhões de anos, na forma de impressões e compressões espiraladas milimétricas lembrando uma mola achatada (*Grypania*, possivelmente uma alga) e, pouco depois, na forma de microfósseis orgânicos (acritarcas) grandes demais para serem procariotos.

Mas a vida continuava predominantemente microscópica e dominada pelos procariotos por mais de um bilhão de anos. Então, entre 1,2 e 1,0 bilhão de anos atrás, surgem os primeiros eucariotos sexuados, a julgar pelo aparecimento de microfósseis com paredes espessas, ornamentação e/ou diâmetros relativamente grandes e de microfósseis (no Canadá) virtualmente idênticos às algas vermelhas, todos evidentemente mais complexos do que procariotos conhecidos e os supostos microfósseis eucarióticos mais antigos.

Apesar da presença precoce do macrofóssil *Grypania*, há 2,1 bilhões de anos, o registro paleontológico só começa a se tornar visível em larga escala, isto é, macroscópico, com o aparecimento de moldes, contramoldes, icnofósseis e raras conchas dos primeiros animais multicelulares milimétricos a decimétricos, discutidos mais adiante, nas poucas dezenas de milhões que antecederam a irradiação cambriana de invertebrados conchíferos.

Assim, a maior parte do registro paleontológico do Criptozoico é caracterizada por estromatólitos, microfósseis e quimiofósseis relacionados a organismos procarióticos, principalmente cianobactérias. Organismos eucarióticos também são representados, antes de 1 bilhão de anos atrás, por raros quimiofósseis, compressões/impressões milimétricas e microfósseis, e, no Neoproterozoico, por fósseis em maior abundância, variedade, complexidade e tamanho (tabela 17.2).

Os Fósseis mais Antigos e seu Significado Evolutivo

Há quem argumente que as relações entre isótopos de C em grafita preservada em rochas metassedimentares com pelo menos 3,8 bilhões de anos de idade na Ilha Akilia, no Sudoeste da Groenlândia, indiquem a presença de organismos fotossintetizadores no início do Arqueano. Existem controvérsias em relação a essa interpretação em função do metamorfismo que esse material carbonoso sofreu. Desta forma, os fósseis mais antigos aceitos atualmente pela comunidade científica são os estromatólitos, quimiofósseis e microfósseis datados em 3,5 bilhões de anos do oeste da Austrália e Sul da África, mencionados acima e na tabela 17.2.

O problema dos fósseis mais antigos do mundo merece algumas observações. Primeiro, o registro fóssil do Arqueano é, de fato, muito rarefeito, com a grande maioria das ocorrências datando do final desse éon (entre 3,0 e 2,5 bilhões de anos). Segundo, existem poucas ocorrências mais antigas que 3,0 bilhões de anos, e algumas destas têm sido contestadas. Recentemente, por exemplo, alguns microfósseis com 3,5 bilhões de anos foram reinterpretados como estruturas não biológicas, originadas por processos hidrotermais. Terceiro, mesmo assim, o saldo das evidências mostra que os procariotos já estavam bem estabelecidos e envolvidos em ecossistemas bentônicos fotoautotróficos (e. g. os estromatólitos) há três e meio bilhões de anos.

Isto significa que em termos dos grandes estágios da história da vida, resumidos na tabela 17.3 (Knoll & Bambach, 2000), a vida pode ter se originado e passado rapidamente pelo estágio I, de "protovida" (tabela 17.3), diferenciando-se amplamente no nível procariótico (estágio II). Não deve ter levado mais do que 500 milhões de anos, ou menos, se a grafita de Groenlândia for de origem biológica. Isto porque dificilmente qualquer forma de vida hadeana teria sobrevivido os terríveis impactos de meteoritos, que só acabaram depois de 4,0 bilhões de anos atrás.

Tabela 17.2 Categorias de fósseis mais comuns no Criptozoico. * = interpretação não necessariamente consensual

Categoria	Definição	Mais antigo registro no mundo	Mais antigo registro brasileiro
Quimiofósseis	Compostos orgânicos de origem biológica alterados por processos bioquímicos, físicos e químicos ao longo do tempo geológico. Possuem composição química ou isotópica ($^{13}C/^{12}C$), e/ou estrutura molecular características. Quando sinalizam processos metabólicos específicos (p. ex., fotossíntese oxigênico) são chamados de *biomarcadores*	Grafita*, ilha Akilia, SW Groenlândia 3 830 Ma	Supergrupo Minas, Quadrilátero Ferrífero, MG, 2 400 Ma
Estromatólitos	Estruturas biossedimentares calcárias produzidas pelas atividades metabólicas de comunidades bentônicas de micróbios, principalmente de cianobactérias	W da Austrália, NE da África do Sul, 3 500 Ma	Supergrupo Minas, Quadrilátero Ferrífero, MG, 2 400 Ma
Microfósseis orgânicos	1) Restos orgânicos de microplâncton (acritarcas, microalgas, cianobactérias) preservados como compressões dispersas em rochas pelíticas; ou 2) Restos de comunidades microbianas bentônicas permineralizados, precocemente, por sílica (ou menos comumente por calcita, fosfato ou pirita), que os preserva em três dimensões	W da Austrália*, NE da África do Sul, 3 500 Ma	Supergrupo Espinhaço (subsuperfície), Montalvânia, MG, 1 200-1 000 Ma
Impressões e compressões orgânicas	Moldes, às vezes revestidos de película carbonosa (= compressões), tipicamente de algas multicelulares, normalmente sem preservação celular	*Grypania*, Michigan, EUA, 2 100 Ma	Vendotaenídeos, Grupo Corumbá, MS, c. 550 Ma
Moldes, contramoldes em rochas siliciclásticas	Impressões da forma externa de organismos multicelulares, principalmente de metazoários primitivos	"Medusoides", NW do Canadá 600 Ma	*Corumbella werneri*, Grupo Corumbá, MS, c. 550 Ma
Icnofósseis	Marcas nos sedimentos, praticamente todos horizontais, produzidos por metazoários tipicamente bentônicos vágeis	Após a glaciação Varanger 590? Ma	*Grupo Alto Paraguai, MT c. 550 Ma
Esqueleto biomineralizado	Conchas, escleritos e espículas de composição inorgânica, principalmente carbonática, fosfática, ou silicosa, produzidos por deposição biologicamente controlada (biomineralização)	Namíbia c. 560 Ma	*Cloudina lucianoi*, Grupo Corumbá, MS c. 550 Ma

Tabela 17.3 Os grandes estágios ("megatrajetórias") na história da vida. Estágios I a IV são discutidos no texto (modificado de Knoll & Bambach, 2000)

Estágio ("megatrajetória")	Gatilho evolutivo	Evidências paleontológicas e cronologia	Tendências evolutivas	Impacto ecológico
I. Protovida	Origem da vida	Não há registro paleontológico desse evento > 3 500 (>3 830?) Ma	Estabelecimento de sistemas vivos e do código genético; aumento na eficiência dos processos vitais	Primeiros heterótrofos
II. Procariotos	Surgimento do ancestral comum a toda a vida atual	Estromatólitos, microfósseis e quimiofósseis > 3 500 Ma	Desenvolvimento metabólico	Adição de produtores (autotróficos), e decompositores
III. Eucariotos unicelulares	Capacidade de uma célula englobar outra; aumento de oxigênio na atmosfera	Quimiofósseis: 2 700 Ma Microfósseis: 2 000–1 700 Ma	Variedade funcional, aumento de tamanho	Adição de consumidores
IV. Eucariotos multicelulares aquáticos	Integração celular	*Grypania* (compressão / impressão de alga?): 2 100 Ma Algas vermelhas microscópicas: 1 200–1 000 Ma	Tecidos e órgãos, alternância de gerações, aumento de tamanho	Cadeias alimentícias complexas; a vida se torna parte física do meio ambiente
V. Conquista dos continentes	Adaptação à vida subaérea	Quimiofósseis procarióticos: (2 600 Ma) Microfósseis procarióticos: (1 200 Ma) Eucariotos: Briófitas ~ 450 Ma (Ordoviciano)	Sobrevivência em ambientes constantemente em mudança	Biomassa (vegetação) se torna o componente principal de sistemas ambientais nos continentes
VI. Inteligência	Desenvolvimento do cérebro hominídeo	Homem fóssil ≥ 4 Ma (Plioceno)	Poder sobre o meio ambiente	Controle ambiental através da tecnologia e da transmissão do conhecimento de uma geração para outra

A Vida se Diversifica: Aparecem os Eucariotos

Os procariotos são organismos microscópicos e morfologicamente muito simples, desprovidos de organelas internas e de núcleo diferenciado. Reproduzem-se assexuadamente, o que explica o extremo conservadorismo morfológico evidenciado por seu registro fóssil (Schopf, 1995). Muitos microfósseis procarióticos de até 2 bilhões de anos atrás são morfologicamente indistinguíveis dos de procariotos modernos. O grupo apresenta metabolismo extremamente diversificado e grande resistência a extremos ambientais de temperatura, salinidade, pH e radiação. Por isso, até hoje são os organismos que predominam em ambientes anóxicos, hipersalinos, hiperácidos e de altas temperaturas, uma capacidade aparentemente herdada da época de sua origem e diversificação sob as severas condições paleoambientais do início do Arqueano.

Por outro lado, os processos metabólicos dos eucariotos, tais como respiração e fotossíntese, são individualizados em organelas intracelulares especializadas. A reprodução sexuada, amplamente desenvolvida nos eucariotos, lhes confere grande variedade genética e, consequentemente, morfologia distinta e complexa, bem diferente dos procariotos. Seu sucesso evolutivo, medido pela velocidade de suas adaptações e inovações, tem um preço alto, a extinção, pago por todas as espécies eucarióticas após poucos milhões ou dezenas de milhões de anos de existência.

Com pouquíssimas exceções, os eucariotos são aeróbicos, dependentes do oxigênio para a respiração. Também dependem da camada de ozônio, que os protege dos efeitos nocivos dos raios ultravioletas. Dessas observações, conclui-se que o aumento de oxigênio na atmosfera foi o fator fundamental na proliferação dos eucariotos ainda durante o Criptozoico.

De onde veio este oxigênio? Da própria vida, através da fotossíntese oxigênica, primeiramente desenvolvida nos procariotos (cianobactérias). Mas quando? Vimos que os procariotos já construíam estromatólitos há 3,5 bilhões de anos, claramente por intermédio de organismos autotróficos e heliotrópicos. Mas os fósseis dessa época não nos permitem dizer se esses micróbios liberavam oxigênio ou não.

As evidências mais antigas de fotossíntese oxigênica são quimiofósseis australianos, de 2,7 bilhões de anos atrás, quase a mesma idade dos primeiros quimiofósseis eucarióticos, já mencionados acima. Que grandes quantidades de oxigênio estavam sendo produzidas nessa época está mais do que evidente pelos bilhões de toneladas de formações ferríferas bandadas, as ***banded iron formations***, ou ***BIFs***, depositadas em todos os continentes entre 3,0 e 2,0 bilhões de anos atrás.

E aí reside uma segunda coincidência importante: as evidências mais antigas da expansão inicial dos eucariotos, *Grypania* e os microfósseis maiores, aparecem bem no fim desse período ou pouco depois. Evidentemente, tão logo que o ferro que tinha se acumulado nos mares durante a fase anóxica da atmosfera foi depositado como BIFs, o oxigênio proveniente da fotossíntese começou a tornar a atmosfera permanentemente oxidante, favorecendo a proliferação dos eucariotos.

Assim, podemos imaginar que entre 2,6 e 2,0 bilhões de anos atrás, a complexa condição eucariótica evoluiu lentamente, começando com o surgimento de um ancestral ameboide dentre as arquebactérias, capaz de englobar outros seres, e passando por diversos eventos endossimbióticos, resultando na aquisição de diversas organelas (cloroplastos, mitocôndrios, flagelas) (Margulis & Sagan, 2002). Na medida que o oxigênio aumentava na atmosfera, os protoeucariotos melhor adaptados a utilizar o oxigênio na respiração iam sendo favorecidos pela seleção natural, culminando em eucariotos unicelulares plenamente aeróbicos em torno de 2,0 bilhões de anos atrás (estágio III, tabela 17.3).

O advento da reprodução sexuada só veio bem mais tarde, entre 1,2 e 1,0 bilhões de anos atrás, e introduziu variedade genética e morfológica sem precedentes na biosfera, inicialmente dentre os eucariotos unicelulares. Quase imediatamente desencadeou-se o desenvolvimento dos eucariotos multicelulares aquáticos (estágio IV, tabela 17.3), inclusive os primeiros animais (microscópicos e frágeis), segundo estimativas derivadas da análise do sequenciamento de proteínas e ácidos nucleicos dentre os animais. Mas não há fósseis desse estágio da evolução animal; os primeiros animais só aparecem bem mais tarde, na véspera do Fanerozoico.

Fauna de Ediacara: Os Primeiros Animais Macroscópicos

Os primeiros raros fósseis de animais só apareceram em torno de 590 milhões de anos atrás, sob a forma

de impressões medusiformes milimétricas, e tornaram-se relativamente abundantes somente 20 milhões de anos mais tarde, com a Fauna de Ediacara. Os seres ediacarianos eram desprovidos de carapaças ou de elementos esqueléticos mineralizados. Costuma-se referir a eles como de "corpo mole", embora, a bem da verdade, fossem suficientemente rígidos para deixar moldes e contramoldes bem preservados em siltitos e arenitos finos.

Descrita originalmente em 1947 por R.C. Sprigg, nas Colinas de Ediacara no Sul da Austrália, a fauna de Ediacara conta hoje em dia com milhares de espécimes e mais de 25 gêneros conhecidos (Narbonne, 1998). Elementos desta fauna são encontrados, atualmente, em mais de 30 localidades espalhadas por praticamente todos os continentes.

Junto com esses fósseis, apareceram em abundância, pela primeira vez, marcas nos sedimentos seguramente feitas por animais diferentes dos preservados como elementos da fauna de Ediacara. Quase todos esses icnofósseis são traços horizontais. Pouquíssimos penetram mais do que superficialmente nos sedimentos. Para explicar esta observação existem várias hipóteses:

1) Não havia animais com uma cavidade interna cheia de fluido (celoma) que desse a rigidez necessária para deslocamento vertical nos sedimentos.

2) A poucos milímetros de profundidade, o substrato tornava-se anóxico, inóspito aos animais primitivos.

3) Na ausência de consumidores que raspassem o substrato, proliferavam-se, sobre o fundo, esteiras orgânicas e biofilmes, quase impenetráveis.

Os organismos da fauna de Ediacara tiveram seu pico de irradiação entre 550-544 milhões de anos, mas poucos sobreviveram a transição para o Cambriano.

Eram animais muito diferentes dos moluscos, crustáceos e equinodermos tão familiares nas praias modernas (figura 17.2). Pela relativa raridade de simetria verdadeiramente bilateral e de organização anteroposterior/dorsoventral dentre os fósseis ediacarianos, é aparente que poucos desses animais rastejavam ou se deslocavam ativamente sobre o fundo do mar. Boa parte dos animais exibiam a simetria radial ou concêntrica típica de organismos passivos de hábitos flutuantes na coluna de água ("medusoides") ou sésseis no fundo. Uma parcela considerável apresenta nítida compartimentalização e organização muito semelhante às colônias frondosas de cnidários penatuláceos (figuras 17.2 e 17.3). Icnofósseis comprovam a presença de escavadores rasos associados à fauna.

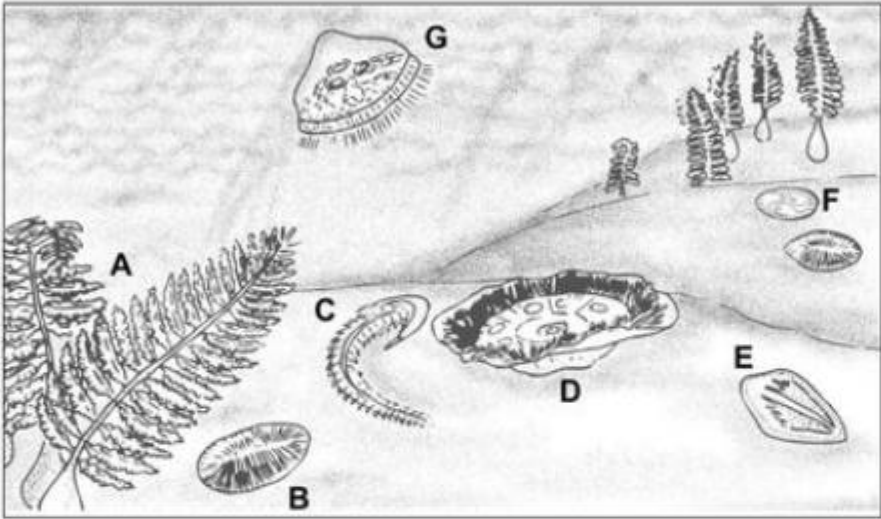



Figura 17.2 Reconstituição de animais representativos da fauna de Ediacara (Neoproterozoico terminal, Austrália). Observar as formas que lembram frondes (A). Os medusoides (*Ediacaria*, D; *Rugoconites*, G). A forma discoide com simetria trirradial (*Tribrachidium*, F). A forma vermiforme segmentada (*Dickinsonia*, B) e as formas com possível desenvolvimento antero-posterior (*Spriggina*, C; *Parvancorina*, E) (Baseada em Margulis, 1982.)

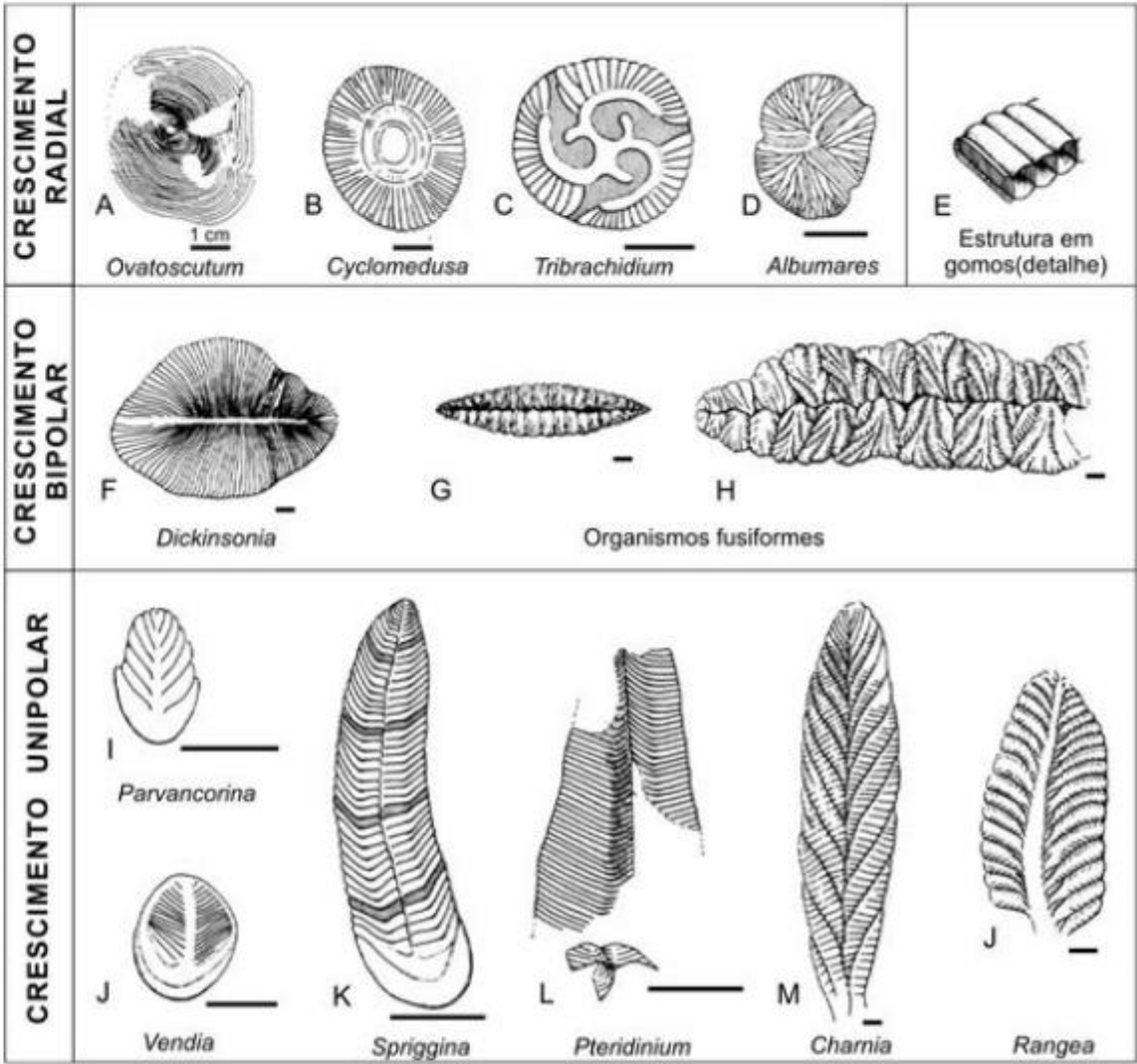



Figura 17.3 Interpretação de Adolf Seilacher (1989) dos animais da fauna de Ediacara como "vendozoários", ou Vendobionta, uma experiência evolutiva sem relação aos metazoários, caracterizada por uma estrutura em gomos, parecidos com as câmaras de um colchão de ar (detalhe em E). Observar na fileira superior os organismos de organização radial, inclusive formas trirradiais (*Tribrachidium*, *Albumares*) sem equivalência na biota atual; na fileira do meio, os organismos de crescimento bipolar; e na fileira inferior, os organismos de crescimento unipolar, com aspecto de "frondes". As escalas representam 1 cm.

Não está muito claro como os seres ediacarianos se alimentavam, pois é controvertido se esses organismos possuíam boca, ânus, trato digestivo ou sistema circulatório. Apenas uma espécie que se alimentava das esteiras microbianas do assoalho marinho foi identificada até hoje. Portanto, não teriam sido estes organismos os responsáveis pelo declínio dos estromatólitos no fim do Criptozoico.

Imagina-se, contudo, que as supostas formas coloniais e algumas das outras de simetria radial eram suspensívoras, alimentando-se de plâncton.

Alguns dos organismos ediacarianos eram surpreendentemente grandes, alcançando dimensões decimétricas, e desprovidos de proteção, não apresentando conchas nem esqueleto externo. Diante destas características, parece que não havia predadores de porte nos mares primitivos dessa época.

Além de grandes, alguns dos organismos mais comuns na fauna, *Dickinsonia*, por exemplo, também eram extremamente finos, com poucos milímetros de espessura, uma morfologia que favoreceria a absorção de oxigênio, alimentos ou até mesmo luz pelos tecidos (figuras 17.2 e 17.3). Aliás, Adolf Seilacher (Yale University) e Mark McMenamin (Holyhoke College) já argumentaram que os organismos ediacarianos possuíam simbiontes autotróficos que teriam fornecido muitos dos seus nutrientes (e oxigênio) a partir da fotossíntese, como ocorre nos corais hermatípicos modernos.

Martin Glaessner, o australiano que primeiramente percebeu a importância evolutiva dessa fauna, acreditava que praticamente todas as formas pudessem ser classificadas em filos modernos, principalmente dentro dos Cnidaria e Annelida. Por outro lado, o russo Mikhail Fedonkin cita diferenças na simetria de muitos dos metazoários antigos, inclusive dentre os primeiros animais com conchas, por exemplo, a estranha simetria trirradial de *Tribrachidium* (figuras 17.2 e 17.3), como evidência de que muitos desses organismos representam becos evolutivos que não deixaram descendentes.

Adolf Seilacher vai mais longe e chama atenção à peculiar segmentação e formato de quase todos os elementos da fauna de Ediacara, desde *Dickinsonia* até as colônias em forma de frondes. Esse renomado pesquisador postula que a maioria dos elementos da fauna de Ediacara possivelmente nem eram metazoários mas um reino à parte, a Vendobionta, totalmente extinto (figura 17.3).

Quem tem razão, afinal? Pesquisadores ingleses já acharam fósseis parecidos com as frondes coloniais da fauna de Ediacara em rochas cambrianas, mas muitos dos supostos medusoides e organismos de simetria trirradial parecem realmente ter sido exclusivos dessa fase inicial na evolução animal. A fauna de Ediacara, em última análise, reflete uma biota extinta, desprovida de predadores de porte mas repleta de experiências evolutivas. Foi a primeira tentativa de ocupar a Terra em escala global por parte de animais megascópicos que logrou relativo êxito.

O Surgimento do Esqueleto: As Faunas Tommotiana e de Burgess

Embora os fósseis de Ediacara, sempre restritos a litologias siliciclásticas, não apresentem elementos esqueléticos mineralizados, pesquisas recentes têm revelado uma diversidade inesperada de fósseis calcários, pelo menos localmente, em fácies carbonáticas penecontemporâneas à fauna de Ediacara na Namíbia. Assim, apenas ao final do Criptozoico é que surgiu o esqueleto, através da aquisição da capacidade de o organismo gerar partes duras mineralizadas (biomineralização).

Desde que os animais se tornaram macroscópicos, o surgimento do esqueleto talvez tenha sido o evento mais importante da sua evolução. Em pouco tempo a seleção natural e a evolução trataram de criar esqueletos de inúmeros tipos (endo, exoesqueleto), funções (suporte, âncora para músculos, proteção, aquisição de alimento), arranjos (conchas, espículas, escleritos, cones), composição química (carbonato, sílica, fosfato, quitina) e modos de origem (superficialmente ou dentro de tecidos).

A expansão em escala global de seres capazes de produzir esqueletos tornou o registro fossilífero mais rico e marcou o início de novo éon: o Fanerozoico, embora, formalmente, a base do éon (e da era Paleozoica e do período Cambriano) seja definida pela primeira ocorrência do icnofóssil *Treptichnus pedum*. Mas as evidências dessa expansão passaram despercebidas por muito tempo por causa do tamanho diminuto, geralmente milimétrico e submilimétrico, dos restos dos primeiros seres com esqueleto, conhecidos como, *small skeletal fossils* (SSFs), ou seja, "pequenos fósseis esqueléticos".

As subdivisões basais do Eocambriano, em ordem, os andares Nemakit-Daldyniano e Tommotiano (figura 17.1), são caracterizadas em grande parte por minúsculos cones, tubos, conchas, espículas e diversos outros escleritos, representando moluscos, braquiópodes, esponjas, anelídeos e outros grupos ainda viventes, bem como membros de outras linhagens desconhecidas atualmente (Mendes, 1988; Cowen, 2000) (figura 17.4). Os maiores fósseis esqueléticos nessa época eram de esponjas com formato de cones, os arqueociatídeos, extintos ainda no Cambriano, os primeiros animais a formarem bioconstruções recifais. A importância desta segunda irradiação evolutiva dos metazoários é bem evidente na Sibéria, onde mais de 30 espécies de SSFs e 70 espécies de arqueociatídeos aparecem na base do Tommotiano. Calcula-se que o andar todo durou entre três e seis milhões de anos apenas.

O andar seguinte, o Atdabaniano, se destaca pela expansão, pela primeira vez, de fósseis de animais esqueléticos relativamente grandes, se comparados aos do andar anterior. Os trilobitas, o fóssil-ícone do Cambriano, só se tornam evidentes nesse andar, embora icnofósseis parecidos com suas pistas ocorram no Tommotiano. Junto com os trilobitas, os braquiópodes também se tornaram importantes.

No início do Cambriano, ao contrário do período Ediacariano, os mares eram ocupados por animais planctônicos flutuantes e animais bentônicos sésseis (braquiópodes, arqueociatídeos) e vágeis, (trilobitas, anelídeos) tanto da epifauna como da infauna. Aparentemente, ainda não haviam vorazes predadores de grande porte nem nadadores ativos (Cowen, 2000).

Nossa percepção da história evolutiva seguinte continuaria relativamente simples se não tivesse ocorrido uma fortuita descoberta paleontológica no início do século XX.

Em 1909, Charles Walcott do Smithsonian Institution encontrou rico acervo de animais de corpo mole em folhelhos do Mesocambriano (com cerca de 515 milhões de anos de idade) em Burgess Pass nas Montanhas Rochosas Canadenses. Este conjunto de fósseis, conhecido como a fauna Burgess, é composto pelos animais mais estranhos e díspares de que se tem conhecimento (figura 17.5). Estudos recentes dessa fauna colocam em dúvida a concepção evolutiva tradicional em que poucas formas simples de vida evoluem para um número cada vez maior de espécies mais complexas. A enorme variedade exibida pelos fósseis Burgess (125 gêneros entre animais e algas) demonstra que, ao contrário do que se pensava, a fase inicial da evolução animal também se caracterizou por uma abundância de espécies, das quais apenas algumas possuem descendentes atuais por motivos tanto de seleção natural como, muitas vezes, do acaso (Gould, 1990).

Na revisão de Harry Whittington *et alii* (Cambridge University), iniciada na década de 1960, identificaram-se oito tipos morfológicos anatomicamente distintos de qualquer filo animal conhecido: *Opabinia*, *Nectocaris*, *Odontogriphus*, *Dinomischus*, *Amiskwia*, *Hallucigenia*, *Wiwaxia* e *Anomalocaris* (figura 17.5). Mas, segundo Stephen Jay Gould (1990), esta lista está longe de ser completa, pois estima-se que, na melhor das hipóteses, apenas a metade das criaturas estranhas dos folhelhos Burgess tinha sido descrita até 1990.

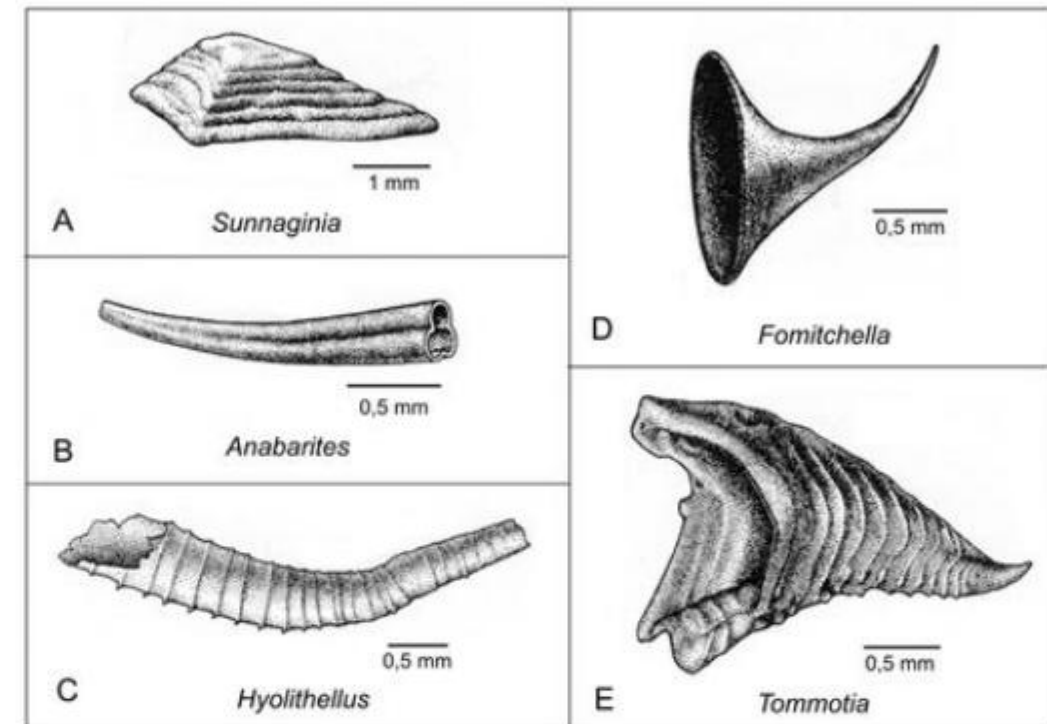



Figura 17.4 Fósseis representativos da fauna tommotiana (*small skeletal fossils* ou SSFs). (A) *Sunnaginia*, placa fosfática de um molusco (?). (B) *Anabarites*, esqueleto (calcário?), possivelmente de celenterado. (C) *Hyolithellus*, tubo fosfático de um animal vermiforme. (D) *Fomitchella*, objeto fosfático lembrando dente (conodontomorfo?). (E) *Tommotia*, esclerito fosfático de molusco ou animal vermiforme (modificado de Rozanov, 1986).

Figura 17.5 Reconstituição de animais representativos da excepcionalmente bem preservada fauna de Burgess (Mesocambriano, Canadá) (modificado de Briggs *et alii*, 1994). Desses animais, mais de 80% eram de "corpo mole", de modo que somente os de letras D, H, R, S e U, que possuíam exoesqueletos mineralizados, seriam preservados sob condições normais de fossilização. Esponjas: (A) *Vauxia*. (B) *Choia*. (C) *Pirania*. Braquiópode: (D) *Nisusia*. Poliqueta: (E) *Burgessochaeta*. Priapulídeos: (F) *Ottoia*. (G) *Louisella*. Trilobita: (H) *Olenoides*. Outros artrópodes: (I) *Sidneyia*. (J) *Leanchoilia*. (K) *Marrella*. (L) *Canadaspis*. (M) *Molaria*. (N) *Burgessia*. (O) *Yohoia*. (P) *Waptia*. (Q) *Aysheaia*. Molusco: (R) *Scenella*. Equinoderma: (S) *Echmatocrinus*. Cordado: (T) *Pikaia*. Outras formas estranhas: (U) *Haplophrentis*. (V) *Opabinia*. (W) *Dinomischus*. (X) *Wiwaxia*. (Y) *Anomalocaris*.

Em resumo, a primeira fauna diversificada de organismos com partes duras, no Tommotiano, incluiu algumas criaturas nas quais é possível identificar traços anatômicos modernos, embora a maioria dos SSFs tommotianos seja de afinidade incerta. Com exceção dos arqueociatídeos, os organismos eram muito pequenos. A fauna Tommotiana proliferou-se numa explosão de sucesso passageiro, da mesma forma que ocorreu, anteriormente, com a fauna de Ediacara, para ser substituída em seguida por animais maiores e mais eficientes na secreção de seus esqueletos.

O que talvez seja mais espantoso nessa história é que praticamente todos os filos e classes de animais modernos que possuem esqueletos biomineralizados evoluíram a partir de seres primitivos que apareceram em menos de 30 milhões de anos a partir do início do Fanerozoico (Briggs *et alii*, 1994)! Por isso, essa irradiação evolutiva é amplamente conhecida como a "explosão cambriana".

O que se constata, diante destas evidências paleontológicas, é que em vez de uma elevação gradual rumo a uma crescente complexidade taxonômica, conforme foi imaginado inicialmente por Charles Darwin, as poucas dezenas de milhões de anos entre Ediacara e Burgess testemunharam o surgimento de três faunas variadas e radicalmente diferentes – as criaturas de Ediacara, grandes, achatadas e de corpo mole; os pequenos animais esqueléticos tommotianos, cobertos de minúsculas escamas e plaquetas, e a diversificada e estranha fauna Burgess, com muitos parentescos com os animais modernos.

A causa da explosão cambriana teria sido intrínseca (biológica) ou extrínseca (ambiental)? Andrew Knoll, de Harvard University, afirma, categoricamente, que a irradiação cambriana foi provocada por perturbações ambientais e subsequentemente amplificada pelas interações ecológicas inerentes à reorganização dos ecossistemas. Ele encontra subsídios para seu argumento nas evidências geológicas da fragmentação de grandes massas continentais e de glaciações globais no decorrer do Neoproterozoico e as consequências desses eventos em relação à atmosfera e aos oceanos (flutuações na temperatura, na concentração de oxigênio e nos parâmetros fisico-químicos dos oceanos). De qualquer forma, o debate em torno desse assunto é tão intenso quanto aqueles gerados pelas teorias referentes à extinção dos dinossauros no limite do Cretáceo com o Terciário.

Por causa desta rápida diversificação, os fósseis do Neoproterozoico terminal e Eocambriano, tanto os elementos esqueléticos e icnofósseis como os microfósseis, têm permitido estabelecer um zoneamento bioestratigráfico desta parte crítica do registro geológico. No Neoproterozoico terminal, onde o registro fóssil é mais escasso e menos diversificado, esquemas bioestratigráficos preliminares vêm sendo aliados a estudos quimioestratigráficos das tendências seculares de isótopos de C e de Sr em rochas carbonáticas, paleomagnetismo, geocronologia fina e estratigrafia de sequências para determinar a ordem e a cronologia de eventos paleobiológicos da transição Criptozoico-Fanerozoico.

Como resume Gould (1990), em seu notável livro sobre a fauna Burgess, se retornarmos aos registros paleontológicos mais antigos, notamos que foram quase 2,5 bilhões de anos de reino absoluto de células procarióticas (de mais de 3,5 bilhões até 1,2 bilhão de anos atrás) – dois terços da história da vida dominados por seres da mais baixa complexidade biológica conhecida. Outros 600 e tantos milhões de anos de convivência de células procarióticas e células eucarióticas, maiores e muito mais intricadas, mas sem nenhuma evidência fóssil de vida animal macroscópica. E, por fim, num piscar de olhos geológico, de pouco mais de 50 milhões de anos, aparecem três faunas notavelmente diferentes – Ediacara, Tommotiana e Burgess. Depois disso, 500 milhões de anos de irradiações e extinções, triunfos e tragédias mas sem que ocorresse o surgimento de nenhum filo ou formato anatômico básico novo, além dos já existentes na época de Burgess.

Referências

BRIGGS, D. E. G.; ERWIN, D. H. & COLLIER, F. J. 1994. *The Fossils of the Burgess Shale*. Smithsonian Institution Press, Washington, 238 p.

COWEN, R. 2000. *History of Life*. 3ª ed. Blackwell Science, Inc., Malden (EUA), 432 p.

GOULD, S. J. 1990. *Vida Maravilhosa*. Traduzido por P.C. Oliveira. Companhia das Letras, Ed. Schwarcz Ltda., São Paulo, 391 p.

KNOLL, A. H. & BAMBACH, R. K. 2000. Directionality in the history of life: diffusion from the left wall or repeated scaling of the right? *In*: ERWIN, D. H. & WING, S. L. (eds.). *Deep Time. Paleobiology's Perspective*. Lawrence, The Paleontological Society, Supplement to *Paleobiology*, *26*(4): 1-14.

MARGULIS, L. 1982. *Early Life*. Science Books International, Boston, 160 p.

MARGULIS, L. & SAGAN, D. 2002. *O que é Vida?* Jorge Zahar Editor, Rio de Janeiro, 289 p.

MENDES, J. C. 1988. *Paleontologia Básica*. T. A. Queiroz, EDUSP, São Paulo, 347 p.

NARBONNE, G. M. 1998. The Ediacara Biota: A terminal Neoproterozoic experiment in the evolution of life. *GSA Today*, *8*(2): 2-6.

ROZANOV, A. Yu. 1986. Problematica of the Early Cambrian. *In*: HOFFMAN, A. & NITECKI, M. H. (eds.). *Problematic Fossil Taxa*. Oxford University Press, New York, *Oxford Monographs on Geology and Geophysics*, *5*: 87-96.

SCHOPF, J. W. 1995. Ritmo e modo da evolução microbiana pré-cambriana. *Estudos Avançados (USP)*, *23*(9): 195-216.

SEILACHER, A. 1989. Vendozoa: Organismic construction in the Proterozoic biosphere. *Lethaia*, *22*: 229-239.

TEIXEIRA, W.; TOLEDO, M. C.; FAIRCHILD, T. R. & TAIOLI, F. (orgs.). 2000. *Decifrando a Terra*. Oficina de Textos, São Paulo, 557 p.

Paleoecologia

Tânia Lindner Dutra

A Paleoecologia tem como seu principal objetivo refazer as relações entre os **organismos** do passado e seu **meio ambiente**, inferidas a partir do registro fóssil. Contudo, sob este termo proposto por Abel, em 1935, reúne-se hoje um conjunto de estudos cuja importância vem ampliando a cada dia, graças às novas metodologias advindas da Ecologia. A visão da vida como uma grande organização autorregulável criadora de múltiplas saídas de sobrevivência e, cujo funcionamento é muito mais regido pelo todo (sistemas), que por suas partes isoladas (Capra, 1997), foi fundamental para a mudança do enfoque com que, até então, eram encarados os organismos.

Em Paleontologia, levou os pesquisadores a utilizar múltiplas ferramentas advindas da Tafonomia, da Sedimentologia, da Geoquímica e da Morfologia Funcional. Os fósseis passaram a ser vistos em sua verdadeira natureza, como entidades distintas dos organismos que lhes deram origem e nem sempre comparáveis aos modernos habitantes do globo (Fernández López, 1991).

Tornou-se evidente a necessidade de um sólido conhecimento dos parâmetros climáticos modernos e sua ciclicidade e das leis que regem o funcionamento do Sistema Terra. Aliados aos experimentos realizados com faunas modernas e seu comportamento, estes fatores permitem uma melhor aproximação dos processos geológicos do passado e de suas modificações ao longo do tempo. Para isto, foi fundamental, também, a mudança de postura dos sedimentólogos, enfatizando mais os processos, que apenas a composição litológica dos estratos, levando os paleontólogos a buscar nas rochas a interpretação dos processos envolvidos na deposição dos fósseis.

A visão integrada dos fenômenos e a interdisciplinaridade são hoje, assim, condições indispensáveis para o "fazer" paleoecológico e não podem ser dispensadas por aqueles que aí desejam se especializar.

Refazendo as Relações Pretéritas

Para garantir sua sobrevivência as **espécies** costumam apresentar um amplo espectro de comportamentos. Enquanto algumas mantêm seus caracteres primitivos, outras mais plásticas modificam-se, assumindo feições típicas e de acordo com as condições do meio (lembram das borboletas escuras das zonas industriais da Inglaterra, exemplo clássico nos livros de evolução?). Quando a adaptação torna-se impossível, movem-se para outros nichos ou extinguem. Mesmo aí, pelas evidências negativas, permitem avaliar as condições ambientais vigentes.

Todas as criaturas da Terra vivem ou viveram em uma biosfera constituída de ar, água e terra, que foi se modificando paralelamente com elas (Lovelock, 1990; Margulis, 1990). Este conjunto de processos resultou no planeta que hoje conhecemos, capaz de abrigar um total estimado de cerca de 100 milhões de espécies (Morell, 1999). Para que este cenário se estabelecesse, possivelmente outros milhões e milhares de organismos existiram, morreram e deixaram seus nichos disponíveis à evolução.

Quando os observamos em seus ambientes modernos, só podemos avaliar os padrões de vida que proliferam no globo à custa de seus últimos eventos geológicos (alguns milhares de anos atrás). Cabe à Paleoecologia refazer a trajetória da vida e de suas relações, em uma escala muito maior, de milhões ou bilhões de anos.

Aplicações

Além de permitir o estabelecimento dos paleoecossistemas e suas modificações ao longo do tempo geológico, a Paleoecologia tem sido importante ferramenta na **Paleontologia Aplicada**, na análise das bacias sedimentares (**Ecoestratigrafia**), no estabelecimento da dinâmica e evolução de bacias oceânicas (**Paleoceanografia**), na **Paleogeografia** e na **Paleoclimatologia** (López Martínez & Truyols Santonja, 1994).

A. O Estudo das Tafocenoses (*Autoecologia*)

A Paleoecologia se vale das mesmas regras que governam as **relações** ecológicas modernas (Teoria Ecológica), ocupando-se das **populações** de organismos (espécies) e do **meio** em que vivem. A resposta dos seres vivos aos estímulos ambientais ao longo do tempo originou os diferentes **padrões de vida** (*sensu* Bateson, 1988).

O avanço dos estudos tafonômicos (ver capítulo 3) veio demonstrar, contudo, que as assembleias fósseis são também o reflexo das condições existentes no ambiente de deposição, capaz de selecionar, preferencialmente, alguns elementos da comunidade (biocenose) original. Esta constatação introduz um novo elemento e que deve ser analisado antes da simples aplicação das metodologias vigentes na moderna ecologia.

Deste modo, a condição inicial do trabalho paleoecológico é estabelecer até que ponto os processos de transporte e soterramento influenciaram a informação que nos chega através do registro, realizando uma detalhada e cuidadosa coleta de dados de campo. Levando em conta que a retirada de exemplares de um afloramento é um processo irreversível e que destrói a deposição original (um alerta contra a exploração desordenada dos sítios paleontológicos), as seguintes tarefas iniciais são aconselháveis no trabalho paleoecológico:

- realizar um perfil detalhado da exposição, incluindo informações sobre a textura, granulometria, geometria e estruturas sedimentares dos níveis fossilíferos e camadas associadas;
- registrar a posição em que são encontrados os restos orgânicos, seu estado de preservação e a presença de esqueletos articulados ou não (Holz & Simões, 2002);
- avaliar a natureza do evento ocorrido (catastróficos ou cíclicos) e o tipo de agente gerador do depósito;
- coletar, quando possível, amostras para análises geoquímicas, de espectrometria, de difratometria de raios X, para a datação e para a análise de proveniência.

> O estudo realizado com restos de mesossaurídeos do Permiano (Formação Irati, Bacia do Paraná) por Soares & Araújo-Barberena (1997) é um bom exemplo desta abordagem. Utilizaram um variado número de ferramentas (observação de muitos afloramentos e de restos fósseis, abrangendo as várias partes da bacia, realização de perfis estratigráficos detalhados, análises geoquímicas e de lâminas delgadas) que permitiram avaliar os diferentes modos de deposição. A partir daí estabeleceram três diferentes classes tafonômicas de preservação (esqueletos ainda articulados, esqueletos parcialmente articulados e ossos isolados), úteis na determinação do ambiente deposicional. A associação com outros fósseis (restos de peixes e conchostráceos) e a presença de níveis calcificados propiciou, além disso, inferir um paleoambiente costeiro sujeito a eventos de tempestade. Os fósseis das camadas da porção norte da bacia (SP-PR) inserem-se na primeira classe e, sua ocorrência em sedimentitos de pequena granulometria (calcilutitos e folhelhos), um soterramento logo após a morte em fundos calmos. Os esqueletos parcial ou totalmente desarticulados dominam as amostras provenientes do sul da bacia (RS), demonstrando terem sido dispersos ou novamente expostos durante tempestades.

A partir daí, o trabalho será o de buscar compreender as **adaptações** dos organismos – **Autoecologia** – de modo a refazer a categoria de integração superior, o **Ecossistema**. A unidade de trabalho é a **espécie** e sua **função**. Todos os dados pertinentes à vida e à constituição do nicho ecológico devem ser buscados: posição na cadeia trófica, situação no ou entre os ecossistemas e fatores condicionantes de sua existência: clima, geografia e quantidade de luz, em tafocenoses continentais; temperatura, salinidade e profundidade das águas, quando se tratarem de faunas marinhas e dulcícolas. Inferências sobre a ontogenia, tamanho, longevidade, capacidade de reprodução, simbioses ou comensalismos são ainda foco do trabalho.

Estes aspectos demonstram a importância para o paleontólogo, a par da familiaridade com a metodologia geológica, de um bom domínio, também, dos conhecimentos biológicos.

Bioindicadores

As espécies associam-se ao ambiente de acordo com suas necessidades existenciais. As **generalistas** (eurioicas) têm grande tolerância e costumam habitar nichos amplos, enquanto as **especialistas** (estenoicas) toleram pouco as variações, vivendo em locais restritos. Uma mesma espécie pode passar de especialista a generalista, conforme escasseiam os recursos ambientais, um alerta para a cautela que se deve ter com a extrapolação de dados de uma região para outra.

Buscando sobreviver, mesmo organismos geneticamente próximos são capazes de modificar rapidamente sua morfologia. Outros comportam-se como colonizadores **oportunistas**, aumentando suas taxas de natalidade e mortalidade, sua resistência e a adaptabilidade, diminuindo o tempo de vida e maximizando os processos reprodutivos (estratégia *r*), de modo a permitir a colonização pioneira dos ambientes devastados. Retornando às condições adequadas, elementos com estratégias distintas podem aparecer substituindo os primeiros (Dodd & Stanton Jr., 1981).

Estas mudanças levaram ao estabelecimento dos **biótipos** (Margalef, 1983), **fácies adaptativas** (Van Valen, 1986), *Lebensformen* ou **grupos morfológicos** de organismos, caracterizados por seu aspecto e modo de vida característico. Representam, mais que tudo, uma postura ecológica, independente do grupo taxonômico a que pertençam. Termos como "concha", "peixe", "bosque" ou "savana", "erva" ou "árvore" expressam uma forma visual e morfológica que pode ser representada por elementos de diferentes clados.

Quando as modificações relacionam-se especificamente com a adaptação ao ambiente, temos os **ecótipos** da espécie, variedades ou ecofenótipos que podem ser úteis à avaliação paleoambiental. Um exemplo disto são as lâminas mais cerradas e orientadas em uma direção preferencial, observadas em recifes de corais *Acropora*, quanto mais fortes são as correntes e as ondas (López Martínez & Truyols Santoja, 1994). Isto não é muito diferente das copas deformadas de árvores que crescem em campos abertos e sujeitos a fortes ventos. Embora esta última situação não seja passível de observação no registro, outros elementos nos vegetais (tamanho e textura das folhas) podem constituir ecótipos, graças à sua sensibilidade ao ambiente.

Também a **interação entre os organismos** pode ser avaliada direta ou indiretamente.

> Schwanke (1998), estudando restos de répteis dicinodontes em depósitos do final do Permiano (Zona *Schizoneura gondwanensis*) no Rio Grande do Sul, sugeriu a existência de uma forte vinculação entre os tipos de vertebrados presentes, a vegetação e o paleoambiente (figura 18.1).

Por indicarem as condições do meio em que vivem, os ecótipos podem ser utilizados como **bioindicadores**. Para tanto, os seguintes aspectos dos organismos podem ser utilizados, segundo os clados em que se situam:

a) Composição dos esqueletos

A presença de isótopos e elementos-traço englobados durante a elaboração das conchas em moluscos e foraminíferos, permite através da proporção de O_{18}/O_{16} e C_{13}/C_{14}, avaliar as condições de temperatura da água do mar onde viveram (Vicalvi, 1985). Eventuais alterações provocadas pela diagênese que poderiam levar a valores errôneos podem ser inferidas pela presença de minerais metaestáveis como a aragonita ou por uma baixa proporção Sr/Na nas conchas.

A síntese dos biomateriais ainda pode ser utilizada na avaliação da salinidade da água e seu conteúdo em boro e sódio, embora estes dados sejam mais difíceis de avaliar, pelos inúmeros fatores que podem estar envolvidos (Levy, 1989).

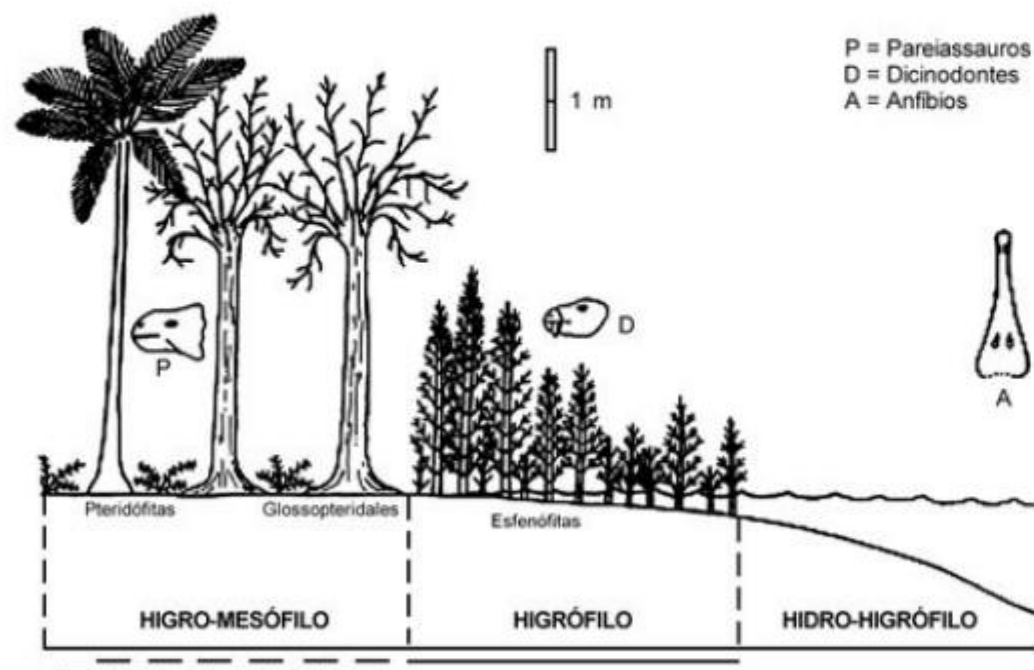



Figura 18.1 Reconstituição paleoambiental para o final do Permiano no Rio Grande do Sul (segundo Schwanke, 1998).

b) Estrutura e plano de organização

Em geral passíveis de serem observadas nos *taxa* de grau elevado (ordens, classes, filo e reino). Como exemplo, podemos citar a presença de grupos de animais estenoalinos, como os recifes de corais, braquiópodes, equinodermados e foraminíferos, que fornecem uma boa informação sobre a presença de ambientes com salinidade normal. Os primeiros, por analogia aos grupos modernos, indicam águas claras, quentes e limpas, favoráveis às algas que lhes permitem construir seu edifício calcáreo. Alterações nas testas dos foraminíferos (aglutinantes, porcelanáceas ou hialinas) indicam mudanças nas condições do contexto marinho onde vivem. As plantas, por seu turno, podem informar sobre o pH do solo e modificações no clima.

c) Forma

Refletida em nível familiar ou genérico. A morfologia é uma boa ferramenta na avaliação das diferentes adaptações e, consequentemente, às conclusões sobre o paleoambiente. Um dos grupos fósseis que maiores possibilidades oferece na ligação entre forma e ambiente são os icnofósseis, dispensando mesmo sua atribuição taxonômica, em geral difícil. Um mesmo organismo pode realizar diferentes traços, dependendo da firmeza do substrato, do aporte de sedimentos ou de se tratarem de traços de repouso, moradia ou alimentação (Bromley, 1976; Netto, 1996).

Os microfósseis e alguns grupos de invertebrados, como os moluscos pelecípodes (Raup & Stanley, 1978), por sua rápida resposta às alterações ambientais, são igualmente úteis.

d) Função

Permite avaliar as mudanças ambientais em nível do indivíduo, por mudanças no hábito e atividade vital (crescimento, alimentação, reprodução, defesa e deslocamentos), características que podem se modificar ao longo do tempo de vida. Também aqui, os icnofósseis constituem excelente informação (Bromley, 1976). Os ninhos de ovos de dinossauros encontrados no Cretáceo Superior de várias partes do mundo denunciam a adoção, por alguns grupos, de locais de moradia mais permanentes e, além disto, que o clima se mantinha estável por longos períodos (López Martínez & Truyols Santoja, 1994). A resistência de algumas sementes à seca e aos incêndios tem sido apontada como a razão por que as angiospermas não teriam sido afetadas pelos eventos catastróficos da passagem Cretáceo–Terciário (Behrensmeyer *et alii*, 1992).

Foi ainda graças às observações do comportamento funcional de répteis e mamíferos modernos que grandes novidades sobre o comportamento dos dinossauros foram obtidas nos últimos anos (Hutchinson & Garcia, 2002; Hutchinson & Gatesy, 2000).

Estrutura e dinâmica das populações biológicas

As espécies estão representadas no ambiente por um determinado número de indivíduos que irá variar ao longo do tempo, tanto em **abundância**, quanto em **estrutura**.

O estudo desta dinâmica é de fundamental importância para a Ecologia e, assim, para a Paleoecologia.

A **abundância** ou efetivo populacional de uma espécie é calculada através de censos que se ajustam a uma *função* potencial (como a seguir) ou exponencial.

$$X_t = \mathbf{r} \cdot X_{t-1} \cdot (1 - X_{t-1}),$$

(onde X varia entre 0 e 1 e **r** é a taxa de reprodução). O número de indivíduos em cada momento depende dos que existiam previamente e de um coeficiente *r* (taxa de reprodução), que relaciona a taxa de mortalidade (*q*) e de natalidade (*n*). Este coeficiente é expresso por:

$$r = n - q$$

Se a natalidade é maior que a mortalidade ($n > q$), *r* será positivo e a população crescerá até alcançar um equilíbrio expresso por uma **assíntota**, já que na natureza as populações não podem crescer indefinidamente, sob pena de saturar o ambiente. Se, em contraposição, *r* for negativo, significando uma maior mortalidade ($n < q$), a população decresce. A taxa de *r* será sempre maior que 1, sob pena de a espécie desaparecer.

O comportamento da *função* expressa acima é caótico determinista (May, 1991), ora se estabilizando em torno de um valor, ora oscilando entre dois valores, ou ainda, sem qualquer regulação, variando entre diferentes resultados, inclusive zero (algumas situações de aplicação destas equações são fornecidas por López-Martínez & Truyols Santoja, 1994).

Este processo é de grande significado biológico para aqueles que trabalham com o registro fóssil. Indica que apenas as populações com baixa taxa de reprodução têm um comportamento previsível, chegando a alcançar uma certa estabilidade numérica de seus efetivos. Já as com taxas mais significativas sofrem alterações periódicas, e as com taxas elevadas variam de forma aleatória, ora com fortes incrementos em número (*flush*), ora com quedas bruscas (*crash*), mas sempre reguladas de modo determinístico.

Esta observação é de grande significado por indicar que a **abundância** pode ser controlada, não apenas pelo meio, mas também por fatores intrínsecos à dinâmica do sistema e dependentes das **condições iniciais**. Assim, as modificações climáticas ou ambientais, tão investigadas em Ecologia e base de muitos trabalhos paleontológicos, passam a ter um papel menos relevante do que, até então suposto, no surgimento das **variações**. Coloca sob teste muitas das relações temporais feitas entre quedas e picos populacionais e mudanças nos ambientes pretéritos. Um grande número de trabalhos tem testado esta assertiva (Stanley, 1979; Gould, 1990; Zimmer, 1999), evidenciando o caráter potencialmente endógeno das variações populacionais.

Do mesmo modo, a **estrutura da população** pode variar com a época de amostragem, produzindo curvas bimodais de tamanho, em distintos períodos reprodutivos e estações (inverno/verão, seca/chuva).

Um fator importante para se conhecer a dinâmica de uma população é a possibilidade de avaliar a **idade dos indivíduos**, capaz de ser obtida entre os fósseis. Pode ser feita pela observação direta – anéis de crescimento dos troncos, linhas de crescimento nos corais, conchas, ossos, dentes, otólitos e escamas – ou indiretamente, através da erupção dentária em mamíferos, grau de mineralização dos esqueletos, número de câmaras nos cefalópodos e grau de fusão nas suturas cranianas dos vertebrados (López Martínez & Truyols Santoja, 1994).

Associações populacionais – as biofácies

O conjunto de fósseis em um determinado nível sedimentar – **biofácies** – é o instrumento para avaliar a população paleobiológica.

Para tanto, e mais uma vez, é importante uma análise prévia que identifique os processos tafonômicos envolvidos e capazes de modificar sua estrutura e dinâmica. O conjunto de restos acumulados pela ação de uma catástrofe, que aniquilou um grupo de organismos, é denominado de **associação catastrófica**, enquanto aquele composto pela acumulação gradativa de cadáveres, de seres mortos em distintos momentos, é uma **associação atricional** (do inglês, *attritional*).

Klein *et alii* (1997) e Holz *et alii* (1998), demonstraram a dificuldade em realizar um trabalho paleoecológico com o primeiro tipo de assembleia. Em assembleias com conchas de invertebrados do Permiano da Bacia do Paraná, os processos tafonômicos envolvidos em sua formação impedem sua comparação com as populações originais, a não ser que se reconstituam os eventos deposicionais ocorridos.

Estratégias ecológicas

Na colonização de um novo ambiente, as populações podem utilizar dois tipos extremos de estratégia, com vários graus intermediários (Pianka, 1970). Enquanto algumas surgem de modo rápido, aumentam explosivamente de número e extinguem repentinamente, outras mantêm-se estáveis em número e composição ao longo do tempo, controlando sua densidade espacial (número de indivíduos/unidade de superfície ou volume) e demonstrando claramente uma regulação interna de seus elementos.

Das primeiras, diz-se que adotaram uma **estratégia r** (espécies **oportunistas**). Caracterizam ambientes instáveis, com oscilações acentuadas, sendo as primeiras a chegar aos ambientes devastados (pioneiras). No outro extremo, estão as que utilizam a **estratégia k** (espécies **reguladoras**), informadoras de ambientes estáveis, com variações periódicas e previsíveis.

A importância de inferir estes procedimentos, em uma sucessão paleobiológica, é detectar quais e de que tipo foram as mudanças ambientais ocorridas. Pela presença de cada uma destas estratégias, é possível avaliar alterações que fogem do caráter local ou populacional visto acima, permitindo inferir processos de efeito mais global e as mudanças que atingem o ecossistema como um todo.

Estratégias oportunistas têm sido registradas entre populações fósseis, tendo como causas o confinamento na bacia, a anoxia e a presença de ambientes abertos com condições inóspitas, como ocorreu, por exemplo, com as angiospermas, potencialmente colonizadoras dos ambientes tropicais submetidos a aridez do início do Cretáceo (Taylor & Taylor, 1993).

B. O Estudo da Biologia dos Ecossistemas (*Sinecologia*)

A intensa rede de relações com que é modernamente compreendida a vida (Capra, 1997), permite supor a possibilidade de que os fenômenos particulares dos organismos encontrem explicações em âmbito mais amplo e vice-versa.

As comunidades interagem entre si e são, por seu turno, compostas por organismos que possuem relações mútuas, uma atitude que se repete num universo cada vez menor, em seus tecidos, células, moléculas e átomos, sem que limites muito precisos entre todos estes componentes possam ser estabelecidos. Apesar disso, algumas descontinuidades permanecem, tornando os grupamentos menos homogêneos e permitindo identificar os limites de contato e o local a que pertencem cada um dos elementos.

É esta característica que permite separar **formações** ou **biomas**, um conjunto de comunidades identificadas por seus biótipos e por variáveis do meio físico.

Valverde (1967), estudando taxocenoses de vertebrados terrestres modernos, mostrou que predadores e presas se estruturam por tamanho (o gráfico que expressa isto é um Cenograma), com os predadores ocupando o centro da distribuição das espécies segundo seu peso, e suas presas nos extremos, com tamanhos muito maiores ou muito menores. Concluiu que o estudo das espécies grandes permite estabelecer um retrato do desenvolvimento da comunidade e seu desaparecimento indicaria a deterioração do meio. Aplicado ao registro, este modelo de estrutura da comunidade pode ser muito valioso. Legendre (1986), trabalhando com comunidades de mamíferos do Terciário da Europa, observou uma mudança pronunciada nos tamanhos, na passagem Eoceno–Oligoceno. A curva, com pendente suave e com muitas espécies de tamanho intermediário, no primeiro período, mostra uma inclinação abrupta e o desaparecimento das formas de tamanho médio no Oligoceno. Também a mudança de hábito dos organismos, que inicialmente eram adaptados aos bosques tropicais e passaram a viver nas savanas áridas, coincide com o importante episódio de mudança climática do limite Eoceno–Oligoceno. Uma situação análoga foi encontrada no hemisfério sul (ver quadro), indicando que essa deterioração climática, durante o Terciário, foi um processo que atingiu o globo como um todo.

> Dutra (1997), em levantamento realizado com paleofloras do hemisfério sul, identificou uma queda na diversidade e equabilidade, coincidente com o limite Eoceno–Oligoceno. Esta crise biológica, manifestada por grupos inteiros de organismos nesta e em outras áreas do globo, tem sido relacionada a uma diminuição pronunciada nas temperaturas no Atlântico Sul, graças ao início da formação da Corrente Circum-Antártica, quando se inicia o completo isolamento da Antártica numa posição polar.

A comparação da **estrutura trófica** entre distintos ecossistemas é outro modo de aplicar a Teoria Ecológica ao registro. Quanto maior o número de níveis tróficos, mais complexas são as relações e mais organizado o ecossistema. Agrupando-se os organismos pela estratégia que utilizam para obter o alimento – suspensívoros, detritívoros (sedimentívoros) ou microfitófagos e predadores ou macrófagos – é possível avaliar a complexidade e a diversidade do sistema.

Nos ambientes continentais subaéreos a biomassa dos produtores primários costuma superar a dos secundários em mais de cem vezes – pirâmide trófica. Já nos aquáticos, é muito inferior , invertendo a pirâmide (Margalef, 1983). Isto se deve à quantidade de matéria orgânica assimilável pelos produtores secundários: alta nos meios marinhos (mais ou menos 2 kg por m²), menor nos meios lacustres (de 180 g a 1 kg) e quase desprezível nos ambientes terrestres, excetuados os solos húmicos.

A avaliação destes parâmetros é extremamente útil ao paleoecólogo.

Espectros de diversidade

O desenvolvimento de um ecossistema pode ser medido pela distribuição de seus indivíduos segundo o número de espécies, ou seja, por sua **Diversidade Específica**. Daí pode ser retirado um grande número de informações que permitem um retrato da variedade de biótopos e níveis tróficos, impossível na simples contagem do número de espécies ou **Riqueza Específica**.

O método mais utilizado para aferir a diversidade é o **índice probabilístico de forma de *Shannon-Weaver***, vantajoso por sua independência do tamanho da amostra e dos erros na identificação das espécies raras, além de atender à imprevisibilidade de comportamento inicial dos sistemas naturais (comportamento caótico).

É expresso pela fórmula,

$$H = \Sigma (n_i/N)^* \log (n_i/N)$$

onde: n_i é o número de indivíduos de cada espécie e N é o número total de indivíduos da amostra.

Hoje existem programas de computador (Statistic, Systat) e livros básicos (p. ex. Krebs, 1986) que facilitam o cálculo deste e de outros índices estatísticos.

Embora não seja aconselhável comparar índices de diversidade específica entre fósseis e organismos modernos, mas apenas suas tendências gerais ou *clinas*, este parâmetro pode ser utilizado na comparação entre duas assembleias fósseis de uma seção estratigráfica, ou entre duas localidades com estratos de idade comparável (Beerbower & Jordan, 1969).

Sucessão ecológica

É o processo pelo qual um ecossistema se desenvolve. Permite mensurar sua complexidade trófica ou seu espectro de diversidade.

Numa etapa inicial da sucessão ecológica, o ecossistema compõe-se dos nutrientes básicos e é caracterizado por uma ou por poucas espécies que utilizam a estratégia *r*. Os fluxos de **matéria** são lentos (o alimento dura longos anos e se produz pouca biomassa), mas os fluxos de **energia** são rápidos. A constante renovação e a elevada produção anual por unidade de biomassa produzem um **coeficiente P/B elevado**. Este caráter irá se modificar durante a sucessão ecológica.

Numa fase posterior, as espécies aumentam em número (aumentando a biomassa) e se organizam em níveis hierárquicos (produtores primários, secundários e decompositores), tornando o fluxo de matéria mais rápido mas retardando os fluxos energéticos (a matéria fica mais tempo retida nos organismos) e diminuindo o coeficiente P/B . Aí domina a estratégia *k*, a retenção e a eficácia. Em ecossistemas modernos este processo é assimétrico, com uma fase de organização de caráter gradual e com desorganizações bruscas (Margalef, 1983).

Como vimos anteriormente com comunidades de vertebrados, um dos reflexos da maior organização é o aumento de tamanho dos organismos. Entre as formas de vida mais simples, os multicelulares cumprem o mesmo papel, indicando maior estabilidade e organização que os unicelulares.

Nas assembleias de icnofósseis, a maior complexidade é representada pela maior variedade de tipos e o aprofundamento dos traços no substrato, o *tiering*. O número de *tiers* e a quantidade de bioturbação em

cada um deles é diretamente proporcional ao grau de desenvolvimento das comunidades e à estabilidade do substrato (Bromley, 1996).

A ideia de que existiria um ponto máximo de desenvolvimento do ecossistema – **clímax** ou **comunidade clímax** –, a partir do qual este não poderia mais avançar, não tem sido mais completamente aceita (Matteucci & Buzai, 1998).

C. Paleoecologia e a Reconstrução Paleoambiental

Para López Martínez & Truyols Santoja (1994) a Paleoecologia funciona, em grande parte das vezes, ao revés da Ecologia, partindo de dados isolados sobre os organismos e ambientes, para chegar à integração capaz de reconstruir as variáveis que governavam o meio.

Quando se deseja reconstruir os ambientes pretéritos, um dos passos iniciais é conhecer o modo como os ambientes físico e biótico se comportam na atualidade. Por isso, a **modelagem dos ecossistemas** recentes, com base nos bioindicadores e nas variáveis ambientais, constitui valioso instrumento.

Quando as relações e as variáveis são mais complexas, pode-se utilizar a **análise multivariada** (de componentes principais, p. ex.), em que cada espécie ou grupo de formas características de um biótopo é uma variável da análise, representada em cada localidade por sua **abundância relativa**. Através deste método é possível agrupar e distinguir locais, servindo tanto à comparação de assembleias preservadas em diferentes momentos em uma região, como em distintos locais, para uma mesma época. Um bom exemplo disto é o trabalho realizado por Hill & Macphail (1983) com paleofloras do Oligoceno da Tasmânia.

A **análise do comportamento** e das **adaptações climáticas** de formas vivas relacionadas com os *taxa* fósseis (*nearest living relative method* – NLR) é outro método amplamente aplicado nas reconstituições paleoclimáticas e paleoambientais (Spicer *in* Briggs & Crowther, 1996). Para tanto, são observados os condicionantes que governam o crescimento de um grupo de elementos ou de um bioma vegetal moderno e procura-se aplicá-los às tafofloras de constituição taxonômica ou fisionômica similar. A título de ilustração é interessante observar a distribuição moderna de *Nothofagus*, a *faia* do hemisfério sul (*lengas*, *coiues* ou *robles* do Chile e da Argentina e os *black* e *silver beech* da Australásia). Característica das regiões de climas microtérmicos e de áreas tectonicamente ativas. O gênero foi utlilizado por Dutra (1997) para sugerir uma origem do grupo em áreas do Continente Antártico e seu uso como bioindicador de zonas sujeitas a processos de subducção resultantes da separação do Gondwana.

Dados de fisionomia foliar podem ser usados em níveis mais antigos com igual propriedade. Rohn & Rösler (1989) sugeriram que o caráter denteado do bordo de algumas folhas de *Glossopteris* provenientes da Formação Rio do Rasto (Permiano Superior) indicaria intervalos climáticos de maior seca, uma característica apoiada pelas fácies associadas.

Os métodos atualísticos se encontram, no entanto, sob teste. Se empregados sem bases sólidas, podem levar a interpretações errôneas ou incompletas, dado o grande número de fatores que caracterizam os ambientes e a possibilidade de os organismos modificarem suas adaptações ao longo do tempo, em função dos processos evolutivos. Isto é especialmente válido quando se trata de organismos mais antigos, onde faltam formas taxonomicamente relacionadas que permitam o estabelecimento das afinidades. Nestes casos é importante, como vimos no início deste capítulo, a associação entre as fácies sedimentares presentes e os restos fósseis associados, como fizeram Cazzulo-Klepzig *et alii* (1980) e Pasqualini *et alii* (1986), com restos de flora e invertebrados associados aos níveis com carvão do final do Paleozoico na Bacia do Paraná.

Outra ferramenta útil à modelagem dos eventos geológicos pretéritos e, assim, à reconstituição dos paleoambientes é a observação dos efeitos da moderna configuração geográfica, climática e dos processos físicos sobre o planeta. Lavina *et alii* (1992) sugeriram que processos de ressurgência podem ter sido a causa da grande mortandade dos mesossaurídeos durante o Permiano no Rio Grande do Sul. A ação das marés, a presença de regimes climáticos monsonais (Parrish, 1990) e eventos catastróficos, como tempestades (Lavina *et alii*, 1992) e ondas *tsunamis*, têm sido testemunhados no registro.

O aprofundamento do estudo das regiões costeiras atuais, além disso, mostra uma complexidade muito maior para a interface mar–continente que os esquemas até então vigentes na literatura. O registro de ambientes de baía, mangues e marismas, pântanos e turfeiras, estuários, deltas, planícies de maré e *sabkhas*

sugere que os ambientes transicionais devem ter sido bem mais extensos no passado, como atestam as amplas plataformas rasas do Mesozoico.

D. Paleoecologia e a Reconstrução Paleogeográfica

Os requisitos paleoecológicos dos organismos são de grande aplicação ainda nas reconstruções paleogeográficas, quer através de organismos estenoalinos (como corais e equinodermados), que auxiliam a mapear as áreas cobertas pelo mar, quer pela incapacidade de outros, de atravessar barreiras aquáticas, indicando a existência de massas contínuas de terra (dinossauros e plantas, p. ex.).

Para tanto, é necessário estabelecer os limites de cada táxon – **fronteiras** – e destas entre si – as **barreiras**. Cadeias de montanhas, mares, termoclinas marinhas, espécies competidoras são alguns exemplos de fatores limitantes à dispersão dos organismos no meio. Hoje já se sabe que, em ambos os hemisférios, as altas latitudes apresentam fronteiras bruscas, enquanto nas áreas mais quentes, os limites são difusos. A partir daí, acredita-se que nas zonas intertropicais predomina a competição entre os organismos, enquanto nas zonas temperadas são os fatores físicos que atuam na expansão ou retração dos grupos.

As **barreiras** não constituem, no entanto, um impeditivo completo à passagem dos organismos, podendo atuar como **filtros** que selecionam alguns grupos. Um dos exemplos mais conhecidos é a participação da América Central como elemento selecionador na migração de mamíferos entre as duas Américas durante a queda do nível do mar do final do Terciário (Stehli & Webb, 1985).

Espécies que utilizam estratégias *r* costumam caracterizar-se por uma maior capacidade dispersiva.

Modos de dispersão

A **dispersão** é a potencialidade das espécies de estender sua área de distribuição, levando-as a colonizar novas regiões. Quando caracterizada por épocas cíclicas, denomina-se **migração**. Já a conquista de áreas mais amplas que aquelas que a mobilidade individual do organismo permite, dependendo, em grande parte, de estruturas reprodutivas (ovos, sementes) e formas juvenis (larvas ou embriões), é chamada de **disseminação**. Os elementos utilizados para isso, como grãos de pólen, sementes ou agentes móveis do ambiente são chamados **diásporas**. Segundo suas diásporas, as espécies podem ser **anemófilas** ou **anemócoras**, quando são transportadas pelo vento; **anemohidrócoras**, quando flutuam em um meio aquoso, igualmente agitadas pelo vento; **hidrócoras**, quando disseminadas pela água, vertical ou horizontalmente; e, finalmente, **entomófilas** (transportadas por insetos) ou **zoócoras** (outros animais, inclusive o homem).

Na reconstituição paleogeográfica é fundamental estabelecer, previamente, se os organismos foram transportados antes (por suas diásporas) ou depois da morte (**necrocinesis**) pelos agentes geodinâmicos, já que estes processos podem fazer com que os restos possam ser encontrados em áreas onde seus relacionados jamais existiram.

Esta constatação levou a uma aproximação entre a paleogeografia e a tafonomia, buscando reconstruções mais coerentes do passado. Os estudos tafonômicos permitem distinguir entre *taxa* **dêmicos**, que registram o local onde viviam e sua área de distribuição, e **adêmicos** (López Martínez & Tryouls Santoja, 1994). As entidades **adêmicas**, apesar de não poderem ser utilizadas para avaliar a distribuição pretérita dos grupos, podem muitas vezes ser a única maneira de determinar as vias de dispersão e, assim, para avaliar os sistemas de ventos e correntes pretéritos. Grãos de pólen de *Nothofagus*, por exemplo, foram encontrados na Lagoa dos Patos, no Sul do Brasil, cerca de 2 500 km de distância de seu local de vida (Argentina e Chile), informando sobre a direção preferencial dos ventos hoje em dia (S-SW) no cone Sul da América (Dra. M. L. Lorscheitter, informação verbal).

Como conclusão, é importante destacar que os aspectos aqui abordados ficaram longe de aprofundar o conhecimento paleoecológico, uma das áreas que maiores avanços tem apresentado e cuja contribuição é indispensável à ampliação dos conhecimentos paleontológicos e geológicos. Para aprofundar seu estudo e aplicação, sugere-se, especialmente, as obras de Dodd & Stanton Jr. (1981), Briggs & Crowther (1996) e Huntley *et alii* (1997).

Referências

ABEL, O. 1935. *Vorzeitliche Lebenspuren*. Fisher, Jena. 644 p.

BATESON, G. 1988. O padrão que une. *In*: CAPRA, F. (ed.). *Sabedoria Incomum: conversas com pessoas notáveis*. Ed. Cultrix, São Paulo, p. 59-74.

BEERBOWER, J. R. & JORDAN, D. 1969. Aplication of information theory to paleontological problems: taxonomic diversity. *Journal of Paleontology*, *43*:1184-1198.

BEHRENSMEYER, A. K.; DAMUTH, J. D.; DIMICHELE, W. A.; POTTS, R.; SUES, W. D. & WING, S. L. (eds.). 1992. *Terrestrial Ecosystems Through time*. University of Chicago Press, Chicago, 545 p.

BRIGGS, D. E. G. & CROWTHER, P. R. 1996. *Paleobiology: a synthesis*. Blackwell Science Ed. Oxford, 583 p.

BROMLEY, R. G. 1996. *Trace Fossils. Biology, taphonomy and applications*. Chapman and Hall. Ed. London, 361 p.

CAPRA, F. 1997. *A Teia da Vida. Uma nova compreensão científica dos sistemas vivos*. Ed. Cultrix, SP, 256 p.

CAZZULO-KLEPZIG, M.; GUERRA-SOMMER, M. & BOSSI, G. E. 1980. Revisão fitoestratigráfica do Grupo Itararé no Rio Grande do Sul. I. Acampamento Velho, Cambaí Grande, Budó e Morro Papaléo. *Boletim IG-USP, 11*: 55-75.

DODD, J. R. & STANTON Jr., R. J. 1981. *Paleoecology, concepts and applications*. John Wiley and Sons, New York, 559 p.

DUTRA, T. L. 1997. *Composição e história da vegetação do Cretáceo e Terciário da Ilha Rei George, Península Antártica*. Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, RS. Tese de Doutorado, 479 p, 2 anexos.

FERNÁNDEZ LÓPEZ, S. 1991. Taphonomic concepts for a theoretical biochronology. *Revista Española Paleontología*, *6*(1): 37-49.

GOULD, S. J. 1990. *Vida Maravilhosa*. O acaso na evolução e a natureza da história. Companhia das Letras, SP, 391 p.

HILL, R. S. & MACPHAIL, M. K. 1983. Reconstruction of the Oligocene vegetation at Pioneer, northeast Tasmania. *Alcheringa*, *7*: 281-299.

HOLZ, M. & SIMÕES, M. G. 2002. *Elementos fundamentais de tafonomia*. Ed. Universidade – UFRGS, Porto Alegre, 231 p.

HOLZ, M.; ZWETSCH, G.; SIMÕES, M. G. & CARLUCCI, R. 1998. Tafonomia dos invertebrados na Formação Palermo da Bacia do Paraná no Rio Grande do Sul: Lingulídeos desarticulados em fácies de tempestitos. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40, Belo Horizonte, *Anais*, p. 453.

HUNTLEY, B.; CRAMER, W.; MORGAN, A.; PRENTICE, H. & ALLEN, J. R. M. (eds.). 1997. *Past and Future Rapid Environmental Changes*. Springer-Verlag, 523 p.

HUTCHINSON, J. R. & GARCIA, M. 2002. *Tyrannosaur* was not a fast runner. *Nature*, *415*: 1018-1021.

HUTCHINSON, J. R. & GATESY, S. M. 2000. Adductors, abductors and the evolution of archosaur locomotion. *Paleobiology*, *26*: 734-751.

KLEIN, C.; SIMÕES, M. G.; LEIPNITZ, I. I. & RICHTER, M. 1997. Interpretação dos dados tafonômicos na deposição de peixes e pelecípodes da Formação Teresina, na região de Tiaraju, RS, Brasil. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 15, São Pedro, SP. *Boletim de Resumos*, p. 166.

KREBS, C. 1986. *Ecologia: análisis experimental de la distribución y abundancia*. Piramide, Madrid, 220 p.

LAVINA, E. L. C.; ARAÚJO-BARBERENA, D. C. & AZEVEDO, S. A. K. 1992. Tempestade de inverno e altas taxas de mortalidade de répteis mesossauros. Um exemplo a partir do afloramento do Passo do São Borja, RS. *Pesquisas*, UFRGS, Porto Alegre, *18*(1): 64-70.

LEGENDRE, S. 1986. Analysis od Mammalian communities from the Late Eocene and Oligocene of Southern France. *Paleovertebrata*, Montpellier, *16* (4): 191-212.

LEVY, A. 1989. Lacs quaternaires sahariens à faunes margino-littorales. *Bulletin Société Géologique de France*, 8, *5*(1): 63-75.

LÓPEZ MARTÍNEZ, N. & TRUYOLS SANTOJA, J. 1994. *Paleontología, conceptos y métodos*. Ed. Sintesis, Madrid, 334 p.

LOVELOCK, J. 1990. Gaia, um modelo para uma dinâmica planetária e celular. *In*: THOMPSON, I. (org.). *Gaia, uma teoria do conhecimento*. Ed. Gaia, SP, p. 77-90.

MARGALEF, R. 1983. *Limnologia*. Ed. Omega, Barcelona, 1.010 p.

MARGULIS, L. 1990. Os primórdios da vida, os micróbios têm prioridade. *In*: THOMPSON, I. (org.). *Gaia, uma teoria do conhecimento*. Ed. Gaia, SP, p. 91-102.

MATTEUCCI, S. D. & BUZAI, G. (compiladores) 1998. Sistemas ambientales complejos: herramientas de análisis espacial. Eudeba, Buenos Aires, 454 p.

MAY, R. M. 1991. El caos en biología. *Mundo Científico*, *115* (11): 746-754.

MORELL, V. 1999. The variety of life. *National Geographic*, *195* (2): 6-28.

NETTO, R. G. 1996. Análise quantitativa da distribuição das icnofábricas na sequência sedimentar Rio Bonito-Palermo e seu significado paleoambiental. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, 1996, *Boletim de Resumos Expandidos*, Salvador, SBG, *1*: 276-278.

PARRISH, J. T. 1990. Gondwanan paleogeography and paleoclimatology. *In*: TAYLOR, T. N.; TAYLOR, E. L. (eds.). *Antarctic Paleobiology: its role in the reconstruction of Gondwana*. Springer-Verlag, New York, p. 15-26.

PASQUALINI, M.; CUNHA, A. S.; GUERRA-SOMMER, M. & PICCOLI, A. E. M. 1986. Análise paleoecológica das sequências paleoflorísticas na área de Mariana Pimentel, Guaíba, RS. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 34, Goiânia, *Anais*, *1*: 556-559.

PIANKA, E. R. 1970. On r- and k- seletion. *American Naturalist*, *104*: 592-597.

RAUP, D. M. & STANLEY, S. M. 1978. *Princípios de Paleontologia*. Ed. Ariel, Barcelona, 456 p.

ROHN, R. & RÖSLER, O. 1989. Folhas denteadas da Formação Rio do Rasto (Bacia do Paraná, Permiano Superior) e seu possível significado paleoclimático. *Boletim IG-USP, Publicação Especial*, *7*: 127-137.

SCHWANKE, C. 1998. *Estabelecimento de rotas de dispersão mediante o estudo da herbivoria em dicinodontes*. Curso de Pós-Graduação Geociências, UFRGS, Porto Alegre. Tese de Doutorado, 203 p.

SOARES, M. & ARAÚJO-BARBERENA, D. C. 1997. Modelo de tafofácies para a assembleia fóssil dos mesossaurídeos da Formação Irati, Bacia do Paraná. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 15. São Pedro, SP. *Boletim de Resumos*, p. 164.

STANLEY, S. M. 1979. *Macroevolution, pattern and process*. W.H. Freeman and Co., San Francisco, 331 p.

STEHLI, F. G. & WEBB, S. D. (eds.). 1985. *The Great American Biotic Interchange*. Plenum Press, NY, 450 p.

TAYLOR, T. N. & TAYLOR, E. L. 1993. *The biology and evolution of fossil plants*. Prentice-Hall, New Jersey, 982 p.

VALVERDE, J. A. 1967. *Estructura de una conunidad mediterranea de vertebrados terrestres*. C.S.I.C.Mon. C. Mod., *76*: 219 p.

VAN VALEN, L. 1986. *Proalgae* and the significance of adaptative facies. *Evol. Theor.*, *8*: 29-31.

VICALVI, M. A. 1985. Variação de $\delta^{18}O/\delta^{16}O$ em carapaças de *Globigerinoides sacculiferus* (Brady) de um testemunho da margem continental do Rio Grande do Norte. *In*: CAMPOS, D. A. C.; FERREIRA, C. S.; BRITO, I. M. & VIANA, C. F. (orgs.). *Coletânea de Trabalhos Paleontológicos* (apresentados no VIII Congresso Brasileiro de Paleontologia, 1983), DNPM, Brasília, Paleontologia e Estratigrafia, *2*, p. 525-528.

WOLFE, J. A. 1972. Significance of comparative foliar morphology to paleobotany and neobotany. *American Journal Botanical*, *59*: 664.

ZIMMER, C. 1999. *À beira d'água, macroevolução e a transformação da vida*. Jorge Zahar Ed., Rio de Janeiro, 335 p.

Paleobiogeografia

Valéria Gallo
Francisco Figueiredo

A Paleobiogeografia é o ramo da Paleontologia que lida com a distribuição de grupos de organismos representados exclusivamente por fósseis. A base conceitual é derivada da Biogeografia que, por sua vez, é a ciência que busca reconstruir os padrões de distribuição geográfica dos seres vivos e explicá-los segundo processos históricos subjacentes. As informações sobre distribuição geográfica aparecem condensadas na maioria dos trabalhos de Sistemática e são muitas vezes apresentadas em mapas.

O fato de toda espécie concentrar-se em uma área geográfica constitui um padrão biogeográfico particular. Algumas são mais restritas, adquirindo o *status* de relíquias biogeográficas, enquanto outras apresentam ampla distribuição, sendo quase cosmopolitas. Isto indica maior ou menor grau de endemicidade. Mas, afirmar que esta ou aquela espécie é endêmica não esclarece o fato de ela estar onde está. Então, como explicar esse padrão? A Ecologia nos apresenta resposta estéril para a questão: a espécie está lá porque existem recursos que estão sendo utilizados por ela. Se ela não ocorre em outro lugar é porque lá não existem tais recursos. Em outras palavras, a Ecologia nos mostra porque dada espécie se mantém na sua área de distribuição.

O enfoque biogeográfico, em contraste com o ecológico, clama por explicações de larga escala temporal e espacial para o desenvolvimento das biotas, tais como eventos eustáticos, tectônica de placas, grandes mudanças climáticas e de direção de correntes marinhas, todas de difícil detecção sob condições atuais. Estes grandes eventos fazem parte da história do táxon.

O ponto de partida para o estudo paleobiogeográfico é o reconhecimento de centros de endemismo, ou seja, coincidência detectada na sobreposição de áreas de distribuição de *taxa* não relacionados. Trata-se de um padrão compartilhado, portanto possibilita a realização de testes e geração de hipóteses por parte do paleobiogeógrafo (figura 19.1).

Já no século XVIII, o naturalista francês Georges Louis Leclerc de Buffon (1707-1788) havia chamado a atenção para o fato de que áreas com semelhantes condições ecológicas abrigam diferentes *taxa*. É o que hoje denominamos Lei de Buffon (Nelson, 1978) e que explica o endemismo e a disjunção geográfica. Em consequência dessa lei, uma distribuição geográfica congruente sugere causas históricas. Ou o grupo de organismos (populações, espécies, *taxa* supraespecíficos) surgiu ali ou veio de outro lugar. No primeiro caso, se for uma espécie, implica em dizer que a especiação ocorreu lá. No segundo caso, houve dispersão e consequente colonização.

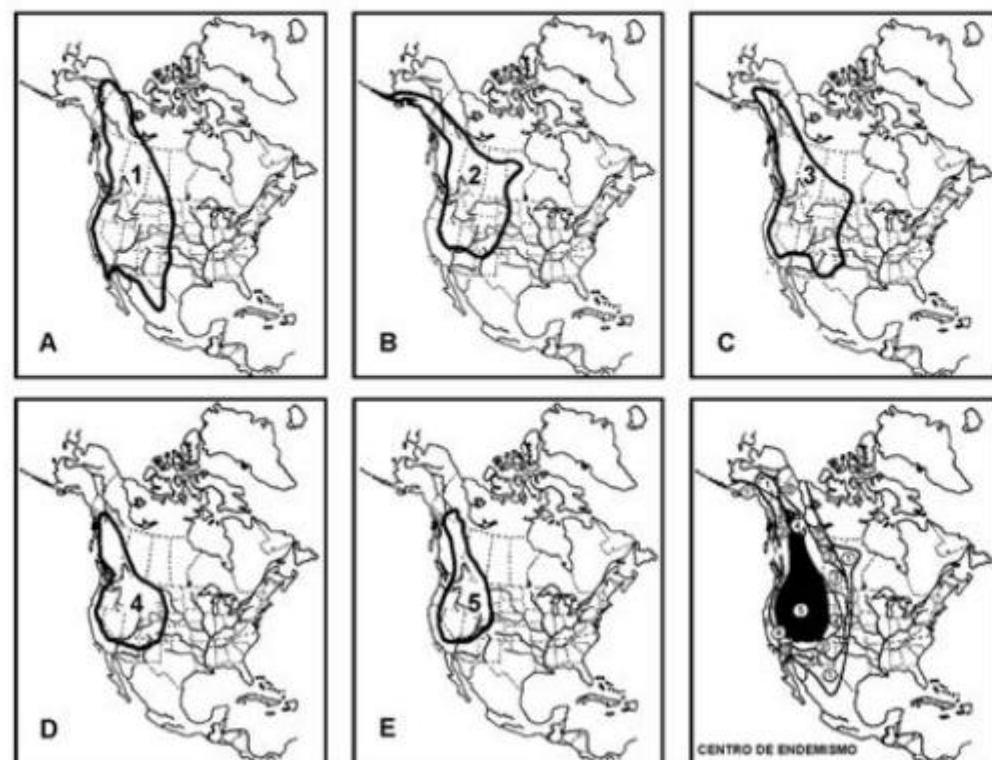



Figura 19.1 Quadros (A-E) mostrando áreas de distribuição de cinco espécies (1-5) norte-americanas de aves. No quadro inferior direito, observa-se o centro de endemismo resultante da superposição destas áreas (modificado de Udvardy, 1969).

A Biogeografia, como considerada aqui, é a Biogeografia Histórica, que lida particularmente com a reconstrução da história de áreas (centros) de endemismo com base na congruência de informação filogenética gerada por *taxa* não relacionados, mas que ocorrem nessas áreas (Morrone & Crisci, 1995). Os processos subjacentes levados em consideração são biológicos (especiação, dispersão, vicariância, extinção) ou geológicos (tectônica de placas, eustasia).

Figueiredo *et alii* (2001), ao lidarem com a distribuição paleogeográfica de peixes do Cretáceo Superior da Bacia de Pelotas (Sul do Brasil), mostraram a linha de raciocínio para a elaboração de hipótese dentro do contexto da Biogeografia Histórica, através de uma análise preliminar dos dados. Neste trabalho, os autores apontam evidências *a priori* de uma relação paleobiogeográfica entre Sul do Brasil, Norte da África e Sul da Europa durante o Cretáceo com base na distribuição congruente (traço generalizado) de *taxa* marinhos de peixes enchodontídeos (*Rharbichthys*), dercetídeos (*Rhynchodercetis*) e holocentrídeos primitivos (*Pelotius*). *A posteriori*, isso poderia também indicar possíveis relações ecológicas pretéritas entre estes peixes demersais. Dentre estes *taxa*, o gênero monotípico *Rharbichthys* apresenta ampla distribuição ao longo deste cinturão paleogeográfico, demonstrando ser um membro conservativo de Enchodontoidea, não afetado por eventos vicariantes sequenciais relacionados à história geológica do Mar de Tethys.

A Ecologia, que lida com atributos extrínsecos dos organismos e padrões atemporais (horizontais), pode ser incorporada posteriormente na análise biogeográfica, tendo como base o padrão biogeográfico (padrão vertical), passando a ser uma Ecologia Histórica (Brooks & McLennan, 1991).

Aspectos Conceituais e Históricos da Paleobiogeografia

O desenvolvimento do pensamento biogeográfico remonta à própria história da humanidade (Papavero *et alii*, 1995). Nos mapas do tipo T-O, do século XIII, há uma preocupação marcante com o registro gráfico de formas restritas a áreas geográficas pouco conhecidas (figura 19.2). Nesses mapas, os ramos do "T" correspondiam a grandes corpos d'água que dividiam a *terra habitabilis* (Ásia, Europa e África): Mar Mediterrâneo, Rio Nilo e Rio Tanais (Don). De acordo com a cosmologia cristã, Jerusalém era o ponto central. O "O" correspondia ao limite do mundo conhecido, além do qual havia um imenso abismo celestial repleto de criaturas infernais.

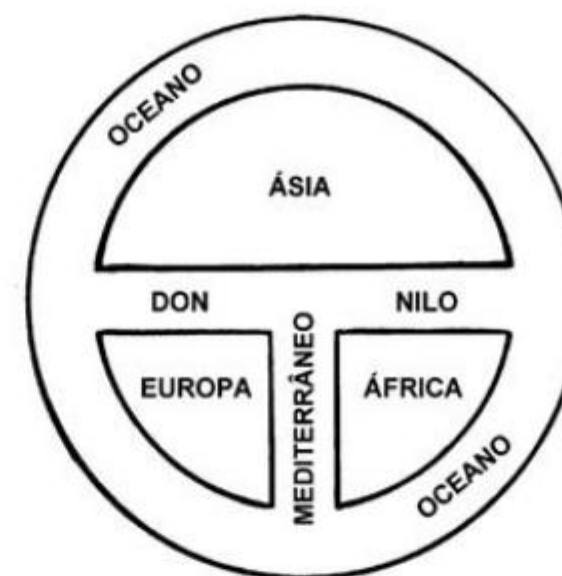



Figura 19.2 Mapa do tipo T-O segundo Zacarias Lílio, *Orbis Breviarum*, Florença, 1493.

Mas, foram as novidades obtidas durante o período das grandes navegações que trouxeram à tona o questionamento de muitos pontos sobre a distribuição dos seres vivos, antes inabaláveis, contidos nas Sagradas Escrituras. Várias espécies de plantas e animais, muito diferentes daquelas até então conhecidas na Europa, Ásia e África, separadas por imensas distâncias, por vezes oceânicas, foram identificadas sugerindo vários eventos de criação. E, para complicar ainda mais a situação, constatou-se a presença de populações humanas no Novo Mundo. Até então, era comum acreditar na existência do **ecúmeno**: Terra conhecida e habitada pelas diferentes populações humanas que teriam descendido diretamente de Adão e redimidas pela vinda do Cristo (Papavero *et alii*, 1995).

Foi o mito do dilúvio universal que mais inspirou o desenvolvimento do pensamento biogeográfico (Browne, 1983). Mesmo assim, o naturalista sueco Carolus Linnaeus (1707-1778), criacionista, não adotou literalmente a narrativa do dilúvio. Deu a esse mito uma nova leitura, postulando uma ilha paradisíaca primordial, situada nos trópicos, onde teria ocorrido um único evento de criação para todas as espécies (Nelson & Platnick, 1981). Essas estariam distribuídas na ilha segundo condições ecológicas particulares. Com o abaixamento do nível do mar, as espécies recém-criadas puderam se dispersar para outros locais da superfície terrestre com condições ecológicas similares e se instalar segundo suas preferências. Nesta interpretação estão implícitos dois conceitos que perduraram como única explicação plausível para padrões biogeográficos: centro de origem (ou de criação) e dispersão.

O botânico suíço Augustin Pyrame de Candolle (1778-1841) distinguiu com precisão Biogeografia Ecológica de Biogeografia Histórica. Além disso, ele dividiu a Terra em 20 diferentes províncias fitogeográficas, de acordo com o grau de endemicidade e história dos diferentes grupos vegetais (Candolle, 1820).

No campo da Zoologia, Phillip L. Sclater (1829-1913) identificou padrões biogeográficos, dividindo a superfície terrestre em regiões zoogeográficas, com base na distribuição de grupos de aves (Sclater, 1858). Chamou a atenção para o fato de que não basta o reconhecimento dessas divisões; seria importante uma tentativa de explicá-las. No entanto, o que se viu desde então foi uma preocupação maior com a delimitação e subdivisão de regiões pelos naturalistas interessados em distribuição, com base nos seus grupos taxonômicos de estudo. Destaque é dado para Alfred Russel Wallace (1823-1913) que reuniu relevantes informações sobre a distribuição geográfica de vários animais, principalmente vertebrados terrestres, condensando-as em uma publicação que se tornou referência por muitos anos e que continha sua proposta de classificação zoogeográfica (Wallace, 1876).

Posteriormente, a comparação quantitativa de elementos da fauna e da flora de determinadas áreas passou a empregar índices de similaridade, tais como

Jaccard, Simpson, Braun-Blanquet e Dice (Udvardy, 1969). Na prática, as áreas podiam ser reconhecidas tanto pela presença (e. g. Neotropical), quanto pela escassez (ou ausência) de *taxa* endêmicos (e. g. Neártica). Evidências empíricas se acumularam, mostrando que há grupos taxonômicos que podem ser encontrados em mais de uma região, não respeitando barreiras climáticas ou fisiográficas.

Alguns trabalhos de cunho bioestratigráfico, por vezes, fazem referência à paleobiogeografia de determinados *taxa* utilizando análises quantitativas baseadas em similaridade para inferir a dinâmica da área de distribuição destes em um determinado período de tempo. Entretanto, na maioria das vezes, não há uma preocupação com a recuperação das relações históricas dos *taxa* e das áreas de endemismo. O enfoque é meramente descritivo no reconhecimento do padrão de distribuição. A determinação dos processos históricos subjacentes é feita de forma intuitiva, dependente da informação geológica. Por exemplo, Sato *et alii* (2002) apresentam uma "reconstrução paleobiogeográfica" para nanofósseis calcários durante o Plioceno Superior (cerca de 2,75 milhões de anos) no Oceano Pacífico, associando a mesma ao soerguimento do Istmo do Panamá. Embora esses organismos sejam uma ferramenta útil para datação e inferências paleoambientais, o uso isolado de determinado táxon em uma análise biogeográfica pode não refletir a história de áreas de distribuição.

ENFOQUES	BIOESTRATIGRAFIA	PALEOBIOGEOGRAFIA
Reconhecimento de *taxa*	por similaridade	por parentesco
Relação filogenética de *taxa*	irrelevante	relevante
Relações entre áreas de distribuição	horizontais (similaridade)	verticais (históricas)
Fóssil-guia	ferramenta básica para a datação	dependente de uma análise filogenética
Assembleia fossilífera do estrato	determinante na correlação estratigráfica	independente de concepção *a priori* (raciocínio circular)
Explicação do padrão de distribuição	dispersão (primária) vicariância (secundária)	vicariância (primária) dispersão (secundária)

Um conceito-chave em biogeografia é o de **área de distribuição**: uma determinada área geográfica ocupada por populações, espécies ou *taxa* supraespecíficos (Cabrera & Willink, 1973). Os limites da área de distribuição são estabelecidos por barreiras físicas e/ou ecológicas. A dinâmica da área de distribuição depende da eficácia ou não do tipo de barreira. No caso da ineficiência dessa, o grupo de organismos tende a se expandir. Caso contrário, há retração da área de distribuição.

Uma barreira para determinado grupo de organismos pode funcionar como uma "ponte" natural para outro e vice-versa. A história geológica das Antilhas e da América Central ilustra bem isto (Meschede & Frisch, 1998). Durante a maior parte do Terciário, elementos dos Oceanos Atlântico e Pacífico tiveram livre fluxo na região que hoje corresponde à América Central, promovendo assim amplo intercâmbio de fauna e flora marinhas. O soerguimento do Istmo do Panamá, na transição Plio–Pleistoceno, foi um evento vicariante que levou à interrupção do fluxo. Por outro lado, o istmo funcionou como uma ponte ligando as Américas do Norte e do Sul, possibilitando dispersão de elementos continentais boreais e austrais (figura 19.3).

O fenômeno da dispersão, ou translocação geográfica, pode ser abordado em diferentes níveis de generalidade:

a) **dispersão organísmica** (relativa aos mecanismos intrínsecos que permitem o espalhamento de um indivíduo em dada área devido a adaptações particulares);

b) **dispersão específica** (expansão da área de distribuição da espécie influenciada por eventos históricos de grande escala espacial, particularmente flutuações eustáticas, mudanças climáticas globais ou tectônica de placas);

c) **dispersão da biota** (ultrapassagem de extensas barreiras preexistentes por elementos da biota). Com relação a este último item, muitos pesquisadores (p. ex. Darlington Jr., 1957; George, 1962; Simpson, 1965), por não admitirem cientificamente a deriva continental, adotaram a dispersão saltatória como o único modo de explicar padrões biogeográficos de espécies e biotas a longa distância.

Partindo da premissa que dispersão é sempre uma realidade no nível de organismo, os biogeógrafos dispersionistas extrapolaram, idealizando **rotas de dispersão** intercontinentais e transoceânicas para as espécies recentes e extintas. Essa rota tem início no **centro de origem**, um local pontual na superfície terrestre no qual uma espécie ou táxon supraespecífico supostamente teria se originado e posteriormente dispersado. O problema metodológico maior era a falta de critério e contradições na determinação desse centro de origem (Humphries, 1981).

Figura 19.3 Intercâmbio de mamíferos entre as Américas no Plio–Pleistoceno (modificado de Pough *et alii*, 1999).

O paleomastozoólogo George Gaylord Simpson (1902-1984) reconheceu três tipos de rotas de dispersão para grupos de espécies (Simpson, 1965), com base no grau de similaridade faunística:

a) **corredor**: onde as condições ecológicas de cada extremidade da área de distribuição seriam similares, de forma que o livre fluxo seria favorecido ao longo dessa área, contribuindo para uma maior homogeneidade (alta similaridade);

b) **filtro**: onde a mescla de condições ecológicas favoráveis e desfavoráveis restringiria o livre fluxo e somente formas bem adaptadas teriam condições de alcançar os extremos, contribuindo para uma baixa similaridade;

c) **páreo** (*sweepstake route*): onde a distância e as condições ecológicas nas regiões intermediárias seriam muito restritivas, de modo que a chance de cruzar a(s) barreira(s) seria muito rara.

Arratia (1994) propôs a existência de uma possível conexão entre as paleoictiofaunas da Europa, América Central e América do Sul pelo Mar de Tethys durante o Neojurássico. Nesta época, teria se formado um corredor marinho, conhecido como "Corredor Hispânico ou Caribenho" (figura 19.4), entre o Oeste de Tethys e o Leste do Pacífico, por onde os peixes e outros organismos marinhos poderiam se deslocar. É provável, ainda, que outros corredores marinhos tenham surgido como consequência da separação do Gondwana e Laurásia.

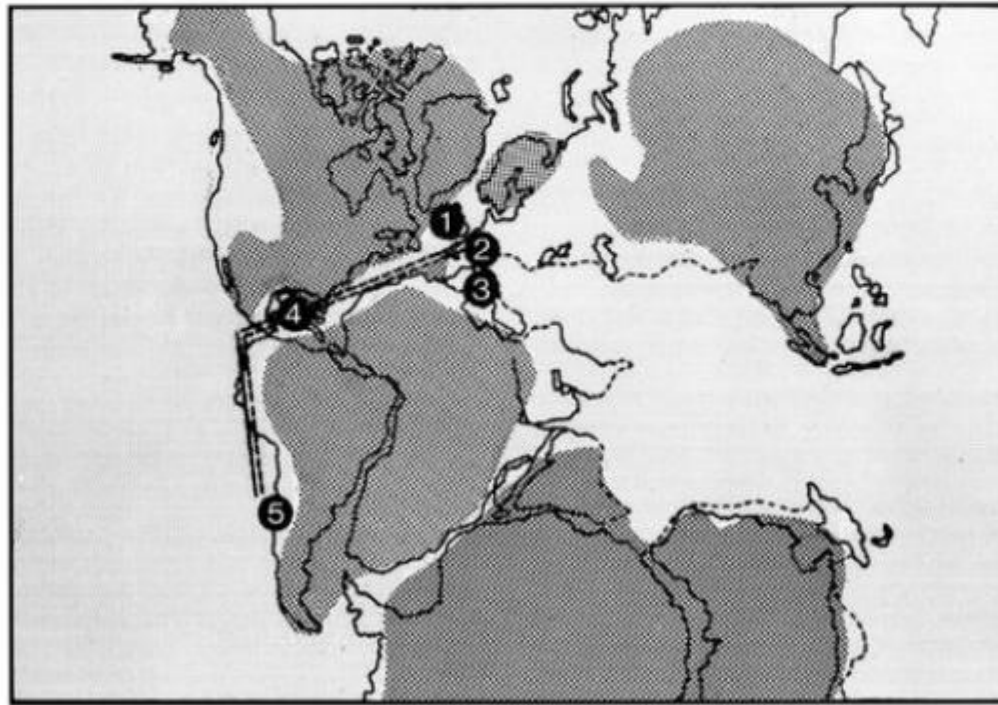



Figura 19.4 Mapa paleogeográfico do Neojurássico indicando localidades com ocorrência de peixes (1-5). Evidências geológicas e paleontológicas sugerem um intercâmbio faunístico pelo Mar de Tethys ("Corredor Hispânico ou Caribenho") (modificado de Arratia, 1994).

Léon Croizat (1894-1982), botânico italiano, afirmou que a ponte entre Biologia e Geologia é a Biogeografia. Ele desenvolveu uma metodologia gráfica para a recuperação de padrões biogeográficos replicados, explicando-os de forma coerente segundo processos históricos (Croizat, 1952, 1958, 1964). Nesse aspecto, ele resgatou o conceito de **vicariância** introduzido pelo botânico inglês Joseph Dalton Hooker (1817-1911), como uma alternativa para a dispersão através de barreiras preexistentes. Por **vicariância** (*vicarius*, aquele que substitui outro; *–antia*, sufixo que denota ação e efeito) entende-se o isolamento de grupos de organismos (populações, espécies e *taxa* supraespecíficos) pelo aparecimento de uma barreira (física ou ecológica). Nesse caso, a barreira é da mesma idade dos grupos de organismos separados por ela (figura 19.5). A importância desse conceito é que se trata de um evento comum aos elementos de uma biota. Em consequência disso, hipóteses fundamentadas em vicariância (evento comum) seriam testáveis, enquanto aquelas baseadas em dispersão aleatória (evento particular), não.

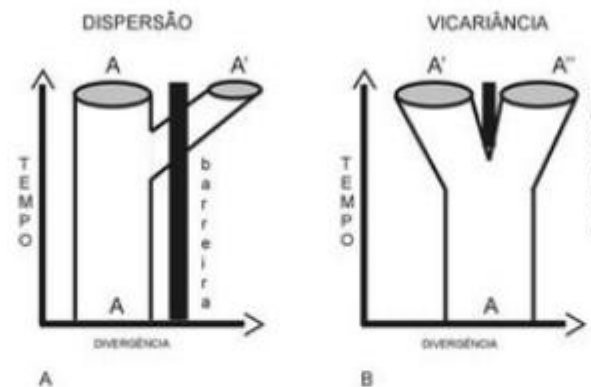



Figura 19.5 Hipóteses sobre a distribuição geográfica de espécies. Em A, a barreira é preexistente; em B, a barreira é da mesma idade das espécies divergentes.

Para Croizat (1964), a evolução é constituída de três componentes: forma, espaço e tempo. Por forma, subentende-se todo e qualquer atributo intrínseco de um organismo. Esses atributos sofrem transformação ao longo do tempo (evolução biológica). Em contrapartida, as áreas onde esses organismos são encontrados também se transformam. Mudanças nos atributos e nas áreas que abrigam organismos estão interligadas. Para ele, Terra e biota evoluíram em conjunto, em regime de intervenção recíproca. Com a introdução do conceito de espaço relativo em Biogeografia, Croizat pôs em cheque a hipótese corrente para sua época de uma Terra estática (espaço absoluto), cuja história seria independente daquela dos seres vivos.

Croizat (1958) reconheceu na história biogeográfica de um grupo de organismos duas fases: uma de mobilismo e outra de imobilismo. Na primeira, os organismos tenderiam a se espalhar por uma dada área geográfica até se depararem com barreiras restritivas. Nesse período, a área mantém-se estática. Na segunda fase, após a distribuição dos organismos ter se estabilizado, estes estariam dependentes da dinâmica da área (tectônica, mudança climática). A dispersão de uma espécie ou táxon supraespecífico seria a do primeiro caso, ou seja, expansão da área de distribuição na ausência de uma barreira. Ele achava pouco provável que padrões biogeográficos de escala global fossem o resultado da convergência de rotas de dispersão de organismos com diferentes potenciais para ultrapassar barreiras preexistentes. Seria mais simples admitir uma ampla distribuição de espécies ancestrais por uma extensa área (cosmopolitismo ancestral) e posterior fracionamento dessa área por eventos climáticos e geológicos.

A relevância das ideias de Léon Croizat está para a Biogeografia assim como as do entomólogo alemão Willi Hennig (1913-1976) está para a Sistemática Biológica. Croizat libertou a Biogeografia do ranço dispersionista, enquanto Hennig (1966) libertou a Sistemática da busca por "elos perdidos". A integração das ideias de Croizat com as de Hennig contribuiu para o desenvolvimento de uma Biogeografia Histórica com forte metodologia explícita (figura 19.6).

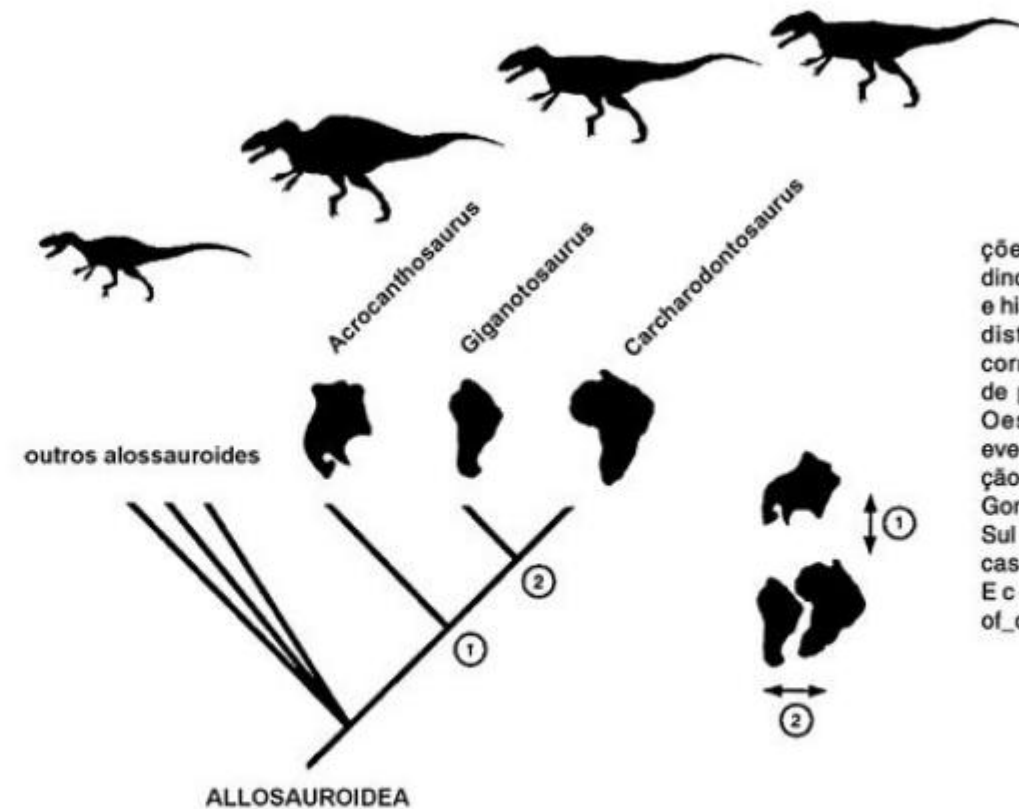



Figura 19.6 Relações filogenéticas de dinossauros alossauroides e história das suas áreas de distribuição. O evento 1 corresponde à separação de porções da Laurásia do Oeste do Gondwana; o evento 2 indica fragmentação posterior do Oeste do Gondwana em América do Sul e África [*on line* – http://cas.bellarmine.edu/tietjen/Ecology/evolution_of_dinosaurs.htm].

A seguir são apresentados e discutidos conceitos e métodos empregados em Biogeografia Histórica, com ênfase na Biogeografia por Vicariância, visando à sua aplicação em estudos paleontológicos.

Métodos em Biogeografia Histórica Aplicados em Paleontologia

A. Biogeografia Filogenética

Trata-se da primeira aplicação da Sistemática Filogenética à Biogeografia. Hennig (1966) postulou uma relação sincrônica entre a transformação dos caracteres e a progressão das espécies no espaço geográfico. Os conceitos básicos são:

a) **regra do desvio** – em um par de espécies-irmãs, uma delas é sempre mais derivada do que a outra;

b) **regra da progressão** – de um par de espécies-irmãs (aquelas com maior grau de parentesco), a forma potencialmente mais derivada estaria na periferia da área de distribuição.

Hennig (1966) adotou o tipo de especiação, alopátrica por isolados periféricos como sendo o modo mais comum de especiação. Neste modo de especiação as populações isoladas e situadas na periferia da área de distribuição tendem a se diferenciar mais facilmente do que aquelas aglutinadas no centro.

Em linhas gerais o método da Biogeografia Filogenética consiste em (figura 19.7):

a) construir um cladograma para um grupo particular de organismos;

b) aplicar a regra do desvio e da progressão;

c) contrastar os dados com informação geológica para postular vicariância ou dispersão.

O principal implementador deste método foi Brundin (1966, 1981, 1988) que o denominou de Biogeografia Filogenética, adequando-o ao conceito de vicariância.

B. Pan-Biogeografia

O método pan-biogeográfico foi desenvolvido por Croizat (1952, 1958, 1964) e consiste na ligação de localidades ou áreas de distribuição de um determinado táxon, através de linhas seguindo um critério de mínima distância. Essas linhas foram denominadas **traços individuais** e correspondem às coordenadas geográficas do táxon ou o local no espaço geográfico onde ocorreu a sua evolução. A coincidência de traços individuais de grupos não relacionados filogeneticamente corresponde a um **traço generalizado**. Isso implica em história comum (homologia espacial) determinada por vicariância (figura 19.8).

Os traços generalizados são orientados de modo a indicar uma sequência de eventos de vicariância, conforme os seguintes critérios (figura 19.9):

a) **centro de massa** (área com maior riqueza de espécies);

b) **linha de base** (principais aspectos geotectônicos que afetaram a história das áreas em questão);

c) **informação filogenética** (história evolutiva dos *taxa*).

A orientação com base no centro de massa é da área com maior número de *taxa* para outra com menor número até chegar naquela com o menor número de *taxa* possível.

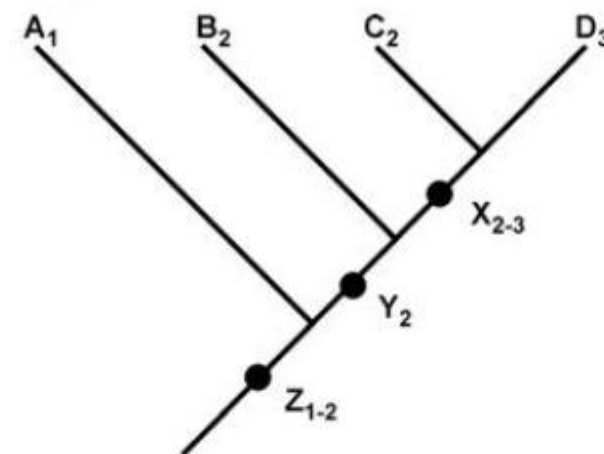



Figura 19.7 Cladograma táxon/área ilustrando a metodologia da Biogeografia Filogenética. A, B, C e D são espécies; 1, 2 e 3 são áreas; X, Y e Z são os ancestrais hipotéticos. Na topologia do cladograma, a espécie "A" (mais primitiva) estaria mais próxima do centro de origem, enquanto a espécie "D" (mais derivada) estaria mais distante. Na reconstrução da área ancestral segue-se do extremo do cladograma em direção à sua base, determinando com isso a área de distribuição dos ancestrais hipotéticos a partir das áreas de distribuição dos descendentes. Se as áreas dos descendentes são diferentes, aquela dos ancestrais é o somatório delas. Comparando-se com a área do grupo-irmão, se esta for igual a uma das áreas que integram a área ancestral, a outra área, a diferente, é eliminada.

Figura 19.8 Traços generalizados para três distintos grupos de organismos. (A) Aves ratitas. (B) Fagáceas do gênero *Nothofagus* (hemisfério sul) e *Fagus* (hemisfério norte). (C) Anfíbios do gênero *Leiopelma* e *taxa* afins (modificado de Morrone & Crisci, 1995).

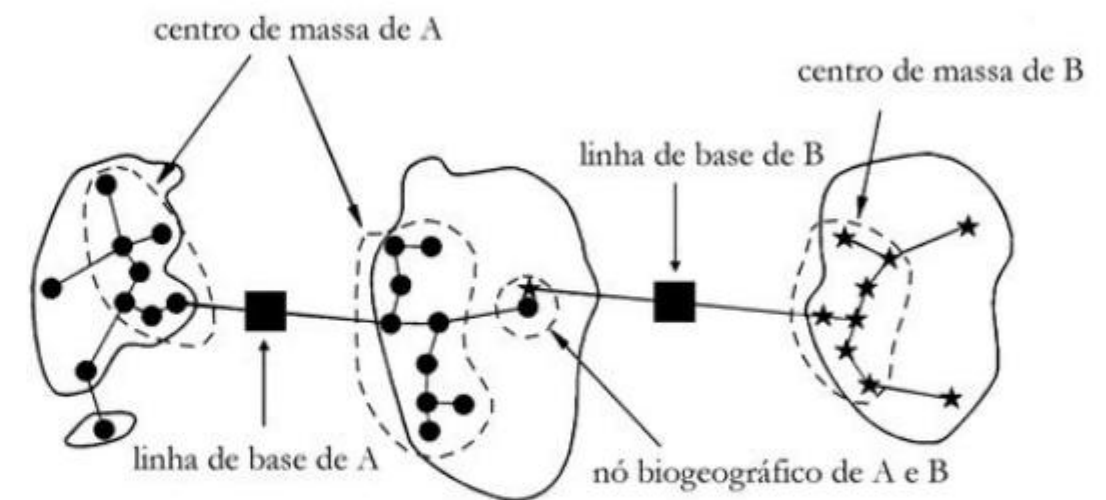
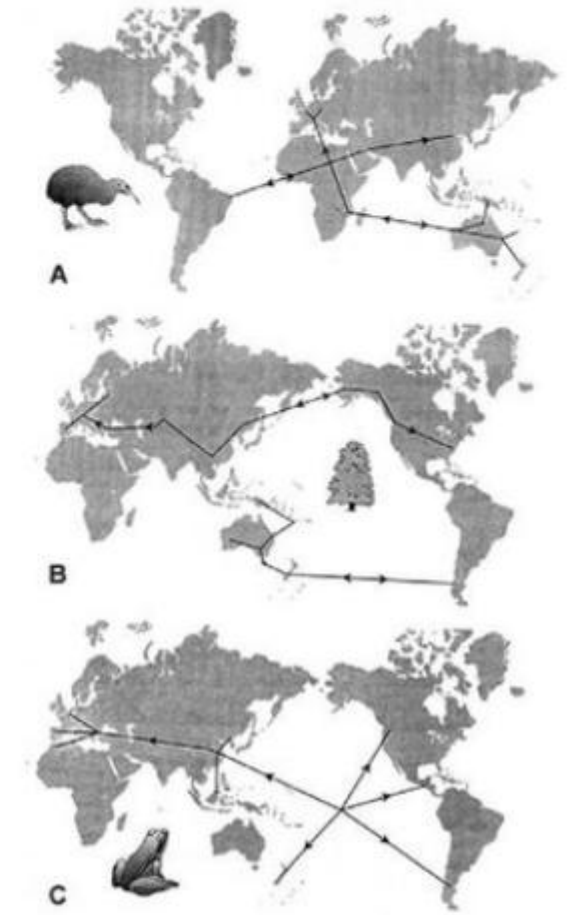



Figura 19.9 Exposição gráfica dos principais conceitos pan-biogeográficos. O traço individual do táxon hipotético A está representado por localidades (círculos) conectadas segundo o critério de mínima distância. No caso do táxon B, as localidades estão representadas por estrelas. Os centros de massa estão circunscritos por linhas tracejadas. As linhas de base representam bacias oceânicas separando blocos continentais (modificado de Craw *et alii*, 1999).

Outros pan-biogeógrafos passaram a utilizar a informação filogenética sob a forma de cladogramas (Craw, 1988). Atentando para a topologia do cladograma e substituindo o táxon pela área onde ele ocorre, os *taxa* terminais mais derivados seriam aqueles localizados nas últimas áreas a sofrerem vicariância (figura 19.10).

Um conceito fundamental introduzido pela Pan-biogeografia foi o de **nó**. Esse corresponde a regiões de convergência de traços generalizados, sugerindo dentro de um contexto geológico moderno áreas híbridas (compostas) ou de fusão de placas tectônicas.

A Pan-biogeografia possibilita um reconhecimento *a priori* de vários padrões congruentes de distribuição geográfica quando nenhuma análise filogenética acha-se disponível (Morrone & Crisci, 1990). Além disso, tem se revelado útil no reconhecimento de áreas híbridas, ponto fraco da Biogeografia Cladística (Crisci & Morrone, 1992).

O método de Léon Croizat foi refinado por Page (1987) e Craw (1988). O primeiro autor apresentou o seguinte procedimento metodológico (figura 19.11):

a) construir traços individuais para grupos monofiléticos;

b) ligar as localidades seguindo o critério de distância mínima;

c) orientar os traços individuais a partir de informação sobre a linha de base, relação filogenética ou centros de massa;

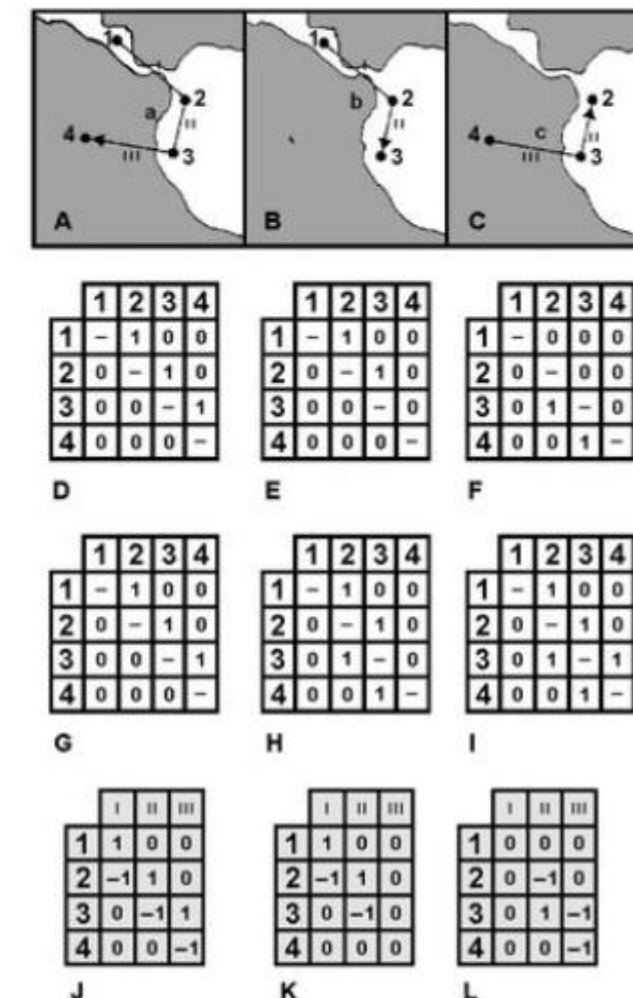
d) construir matrizes de conectividade para os traços individuais e para os traços em conjunto;

e) avaliar estatisticamente a congruência dos traços (alto índice de conectividade sugere a presença de nós);

f) construir matrizes de incidência;

g) indicar no mapa os traços generalizados, linhas de base, nós e centros de massa.

Figura 19.10 Orientação de traços e obtenção do traço generalizado. (A) Traço individual (a). (B) Traço individual (b) e sua orientação segundo uma linha de base. (C) Traço individual (c) e sua orientação segundo informação cladística. (D) Traço generalizado (a + b + c) obtido pela sobreposição dos traços individuais das figuras A-C (modificado de Crisci & Morrone, 1992).

Figura 19.11 Traços individuais orientados, matrizes de conectividade e matrizes de incidência. As figuras A-C representam traços individuais; D-F são matrizes de conectividade correspondentes a estes traços. A figura G mostra uma matriz de conectividade global produzida da combinação das matrizes D e E. A figura H mostra uma matriz de conectividade global produzida da combinação das matrizes E e F. A figura I é uma matriz de conectividade produzida pela combinação das matrizes D-F. As figuras J-L são matrizes de incidência correspondentes aos traços A-C (modificado de Morrone & Crisci, 1990). As matrizes de conectividade são construídas levando-se em conta a relação entre as localidades. Se há conexão de uma localidade com a outra, coloca-se 1 (um), caso contrário, coloca-se 0 (zero). Uma vez determinada a orientação do traço, monta-se uma matriz de incidência que relaciona localidade, traço e orientação. Nessa matriz, coloca-se 1 para a localidade de onde sai o traço e –1 para a localidade que o recebe.

O método de Craw (1988) inclui as seguintes etapas:

a) construir traços individuais para grupos monofiléticos;

b) construir uma matriz do tipo áreas *versus* traços individuais (presença = 1; ausência = 0), sendo os traços tratados como caracteres para as áreas analisadas;

c) utilizar o programa PHYLIP (Felsenstein, 1986) para obter o maior **"clique"** (conjunto de traços individuais compatíveis) que será considerado como traço generalizado;

d) avaliar estatisticamente o traço generalizado;

e) identificar as linhas de base;

f) plotar no mapa os traços generalizados, as linhas de base, os nós e os centros de massa.

C. Biogeografia Cladística

A ideia central da Biogeografia Cladística é a correspondência entre a história evolutiva dos *taxa* e das áreas onde eles são encontrados. Ao substituirmos os *taxa* terminais (ou termos) de um cladograma de *taxa* pelas áreas onde estão distribuídos, obtemos o chamado **cladograma de área**. Este, da mesma forma que um traço individual no método pan-biogeográfico, ainda não nos permite afirmar se o padrão recuperado deve-se à dispersão ou à vicariância. Quando há congruência na topologia de cladogramas de *taxa* não relacionados, mas que ocorrem nas mesmas áreas, inferimos um padrão comum explicado mais economicamente por vicariância. É o chamado **cladograma geral de área** (correspondente a um traço generalizado da Pan-biogeografia) e que reflete homologia biogeográfica (história comum) (figura 19.12).

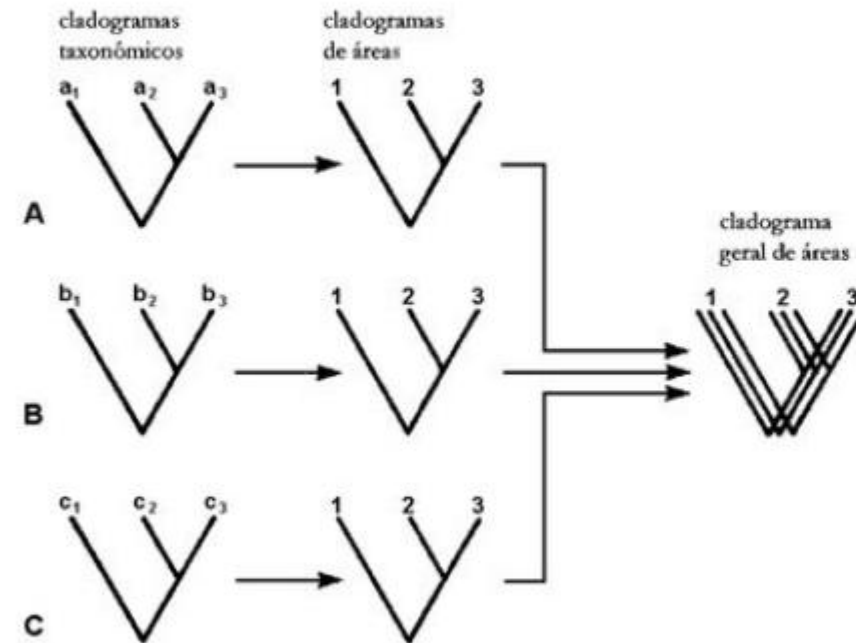



Figura 19.12 Etapas de uma análise biogeográfica cladística. Construção de cladogramas de área a partir de cladogramas taxonômicos e a derivação de um cladograma geral de áreas (modificado de Morrone & Crisci, 1995).

Em uma reconstrução biogeográfica cladística, os seguintes casos podem ocorrer: condição trivial, ausência de informação sobre área, ampla distribuição e distribuição redundante (figura 19.13). *Taxa* com ampla distribuição e com distribuição redundante são decorrentes da falta de resposta a um evento vicariante (ausência de especiação), extinção ou dispersão. São fontes de incongruências nos cladogramas de áreas.

Com a finalidade de solucionar particularmente esses problemas biogeográficos, sem ter que excluir dados ou assumir histórias múltiplas para as áreas, foram desenvolvidos procedimentos conhecidos como suposições 0, 1 e 2 (Nelson & Platnick, 1981; Veller *et alii*, 1999, 2000) (figura 19.14).

Os princípios e métodos da escola de Biogeografia Cladística consistem, em síntese, na análise de padrões congruentes de distribuição geográfica a partir de cladogramas de área derivados de cladogramas de *taxa* (Humphries & Parenti, 1999; Veller *et alii*, 1999, 2000). O protocolo pode ser resumido nas seguintes etapas:

a) definir grupos monofiléticos que ocorram, no mínimo, em três áreas (enunciado de três *taxa*);

b) construir e/ou utilizar cladogramas para cada táxon;

c) substituir os nomes dos *taxa* terminais dos cladogramas pelos nomes das áreas em que ocorrem, obtendo cladogramas resolvidos de área;

d) observar possíveis sobreposições entre os cladogramas de áreas, propondo um cladograma geral de áreas;

e) sugerir processos para explicar o padrão biogeográfico obtido.

Da mesma forma que no cladismo atual, na Biogeografia Cladística existem métodos correntes que dão ênfase à recuperação de padrões e outros, à descrição dos processos. Mesmo dentro do conjunto de técnicas que buscam recuperar o padrão, temos critérios distintos utilizados para a escolha do cladograma geral de áreas (Veller *et alii*, 2000):

a) **compatibilidade:** interseção de distintos conjuntos de cladogramas de áreas aplicando as suposições 0, 1 e 2 (p. ex. métodos de Análise de Componentes, de Enunciado de Três Áreas e de Árvores Reconciliadas);

b) **parcimônia:** escolha do cladograma geral de áreas utilizando-se um algoritmo de simplicidade e aplicando a suposição 0 (p. ex. método de Análise Parcimônica de Brooks e de Análise Parcimônica de Endemismos).

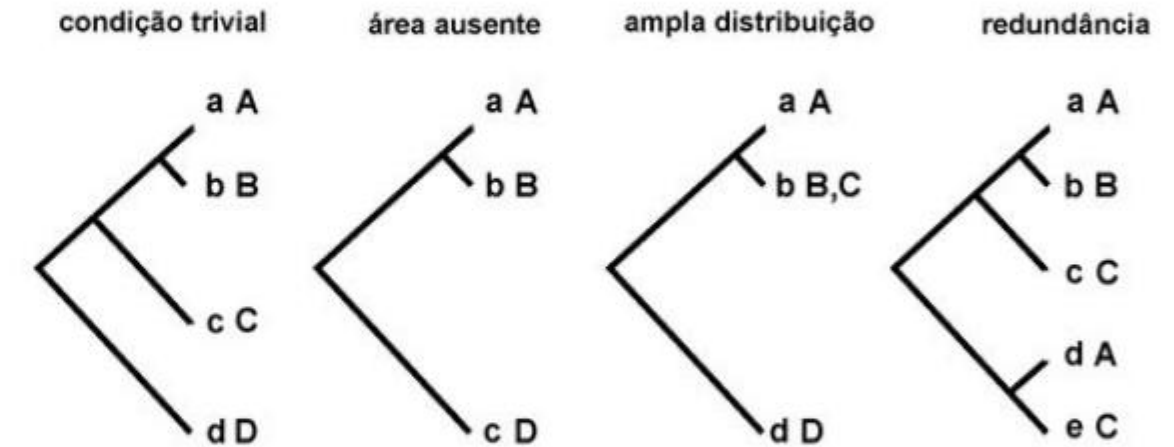



Figura 19.13 Cladogramas de áreas para quatro áreas de distribuição (A,B,C e D) a partir de quatro distintos cladogramas taxonômicos (a-d são *taxa*) (modificado de Espinoza & Llorente, 1991). A condição trivial verifica-se na correspondência direta entre um táxon e uma área. Os problemas que mascaram o padrão biogeográfico ocorrem quando: um táxon pode ter se extinguido em dada área e/ou não tivemos informação sobre ele naquela área por algum motivo (área ausente); um táxon pode ser encontrado em mais de uma área (ampla distribuição); mais de um táxon são encontrados em determinada área (redundância).

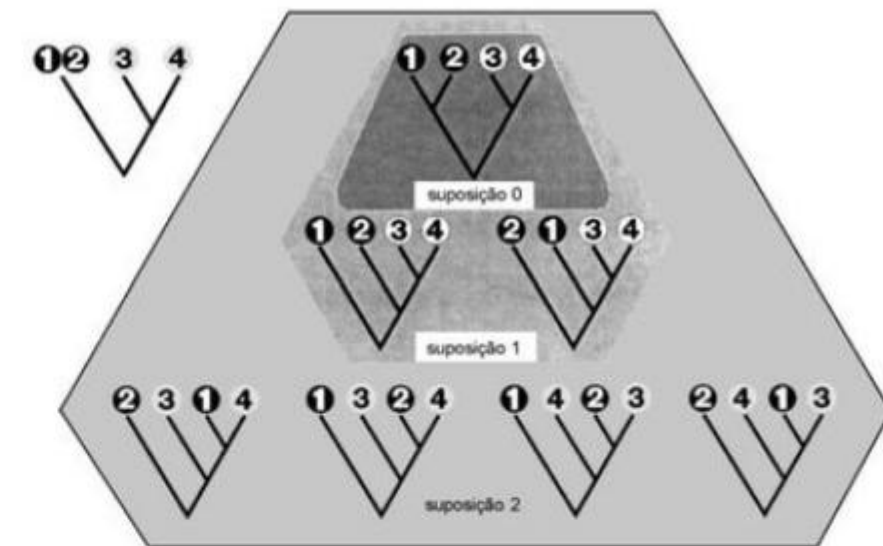



Figura 19.14 Representação gráfica das suposições 0, 1 e 2 aplicadas na resolução de cladograma com *taxa* de ampla distribuição nas áreas 1-2 (modificado de Morrone & Crisci, 1995). Na suposição 0, as áreas são monofiléticas com os *taxa* representando sinapomorfias e o padrão é explicado apenas por vicariância. Na suposição 1, as áreas podem ser mono ou parafiléticas (o táxon amplamente distribuído pode ser, na verdade, mais de um), nesse último caso implica em dizer que os *taxa* se modificaram sequencialmente no cladograma e o padrão é explicado por vicariância ou extinção. Na suposição 2, as áreas podem ser mono, para e polifiléticas e a explicação para a distribuição pode ser por vicariância, extinção ou dispersão. Note que a suposição 2 inclui a 1 que, por sua vez, inclui a 0.

A seguir são apresentados os principais métodos de padrão e suas formas de lidar com os principais problemas paleobiogeográficos.

D. Análise de Componentes

A análise de componentes começa com cladogramas de áreas construídos para cada grupo monofilético estudado (figura 19.15). Os entrenós correspondem a hipóteses potenciais de relacionamento de áreas ancestrais, ou seja, **componentes**, e são representados, em geral, por números.

A quantificação da análise de componentes envolve as seguintes etapas:

a) construir cladogramas de *taxa*;

b) construir cladogramas de áreas;

c) identificar os possíveis problemas biogeográficos;

d) aplicar as suposições 0, 1 e 2;

e) obter um cladograma geral de áreas com base na interseção dos conjuntos de cladogramas de áreas;

f) gerar matriz do tipo componentes *versus* áreas;

g) aplicar o **algoritmo de parcimônia de Wagner** (na qual a sequência de transformação de caracteres é sempre aditiva e admite a reversibilidade da transformação, Kluge & Farris, 1969) ou analisar com algoritmo de compatibilidade (Zandee & Ross, 1987);

h) gerar cladograma(s) geral(is) de área(s);

i) no caso de haver múltiplos cladogramas de áreas, pode-se utilizar técnica de consenso (Kitching *et alii*, 1998) para reduzir o seu número.

A análise de parcimônia de Wagner (item g) pode ser feita com o auxílio do programa Hennig86 (Farris, 1988) e o algoritmo de compatibilidade (item g) pode ser implementado com o programa CAFCA (Zandee, 1991).

Os programas COMPONENT versões 1.5 e 2.0 (Page, 1989, 1993a, respectivamente) são os mais utilizados na análise de componentes. O COMPONENT 2.0 encontra-se disponível na Internet (http://taxonomy.zoology.gla.ac.uk/rod/cpw.html).

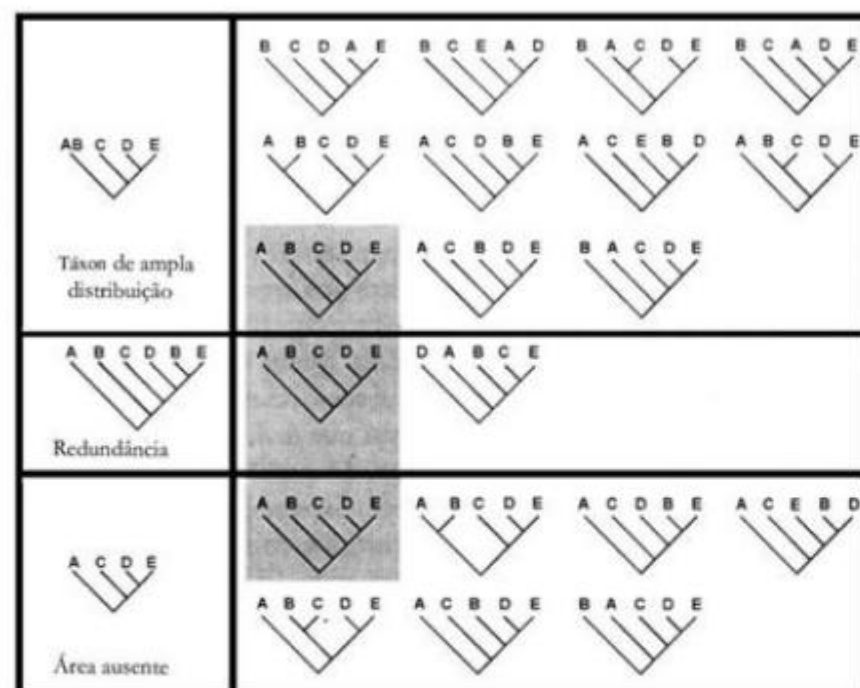



Figura 19.15 Aplicação da suposição 2 na escolha do cladograma geral de áreas a partir de cladogramas de áreas problemáticos (modificado de Morrone & Crisci, 1995). O cladograma geral de áreas (destacado em fundo cinza) é obtido a partir do clique, que corresponde ao conjunto de componentes mais frequentes.

E. Enunciado de Três Áreas

O enunciado de três áreas (TAS – *Three-Area Statements*, Nelson & Ladiges, 1991a) obedece o mesmo modelo conceitual do *three-taxon statements* utilizado no Cladismo Numérico (Nelson & Platnick, 1991) e consiste das seguintes etapas:

a) escolher cladogramas de *taxa*;

b) obter cladogramas de áreas para cada táxon;

c) construir uma matriz contendo enunciados de três áreas a partir dos cladogramas de áreas particulares;

d) utilizar o algoritmo de parcimônia.

O programa utilizado na criação da matriz é o TAS (Nelson & Ladiges, 1991b) e a análise pode ser feita com o programa Hennig86.

F. Árvores Reconciliadas

Uma metodologia ainda mais refinada na reconstrução paleobiogeográfica consiste na obtenção de árvores reconciliadas. Neste método, proposto por Page (1993b), o cladograma produzido para o primeiro táxon considerado é sobreposto ao de outros *taxa* encontrados nas áreas estudadas, visando à detecção de congruências. Este método objetiva reconciliar os distintos cladogramas de áreas, de modo a maximizar a história compartilhada entre os mesmos (figura 19.16).

As etapas são as seguintes:

a) selecionar cladogramas de *taxa* monofiléticos distribuídos nas áreas estudadas;

b) substituir nos cladogramas taxonômicos os *taxa* terminais pelas áreas onde eles ocorrem, produzindo cladogramas de áreas;

c) reconciliar os cladogramas particulares de áreas aplicando os seguintes critérios – Duplicações (número de vezes que se deve duplicar um clado), Folhas adicionadas [diferença no número de nós dos cladogramas (= itens de erro)], Perdas (número de nós "perdidos");

d) obter o cladograma geral de áreas que minimize tais critérios para o conjunto de cladogramas de áreas. Os resultados obtidos devem ser contrastados com hipóteses geológicas correntes sobre origem e evolução de bacias sedimentares e deriva continental.

O programa COMPONENT versão 2.0 (Page, 1993a) é o indicado para o processamento e análise dos dados paleobiogeográficos.

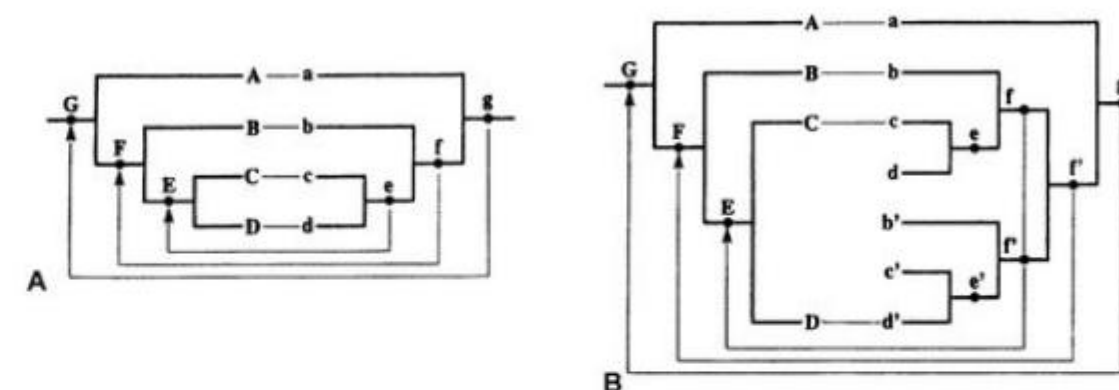



Figura 19.16 Árvores reconciliadas. (A) Reconciliação entre um cladograma de áreas (com letras minúsculas) e seu cladograma geral de áreas (com letras maiúsculas). (B) Exemplo mais complexo mostrando que uma duplicação é postulada para reconciliar as árvores (modificado de Morrone & Crisci, 1995).

G. Análise Parcimônica de Brooks

A Análise Parcimônica de cladogramas do tipo táxon/área, correntemente designada como BPA (*Brooks Parsimony Analysis*), foi proposta por Wiley (1988), tendo como base as ideias originalmente desenvolvidas por Brooks (1985) em estudos de Ecologia Histórica, abordando as relações entre hospedeiro/parasita.

BPA é baseada na suposição 0, de forma que aceita as relações dos cladogramas originais de áreas. As áreas ocupadas por *taxa* com ampla distribuição geográfica indicam monofiletismo dessas áreas. Mas ao contrário da suposição 0, BPA considera áreas ausentes como não informativas ao invés de primitivamente ausentes.

Os procedimentos básicos da BPA consistem em (figura 19.17):

a) construir matrizes do tipo áreas *versus* componentes por codificação binária (presença/ausência), com base em todos os cladogramas de *taxa*/áreas levados em consideração;

b) aplicar o algoritmo de parcimônia de Wagner com o programa Hennig 86;

c) obter cladograma geral de áreas.

H. Análise Parcimônica de Endemismos

O método foi proposto por Rosen (1988) em um contexto paleontológico. Permite analisar informação histórica contida na distribuição geográfica de grupos taxonômicos a partir de uma matriz do tipo *taxa versus* áreas (ou localidades). As áreas são tratadas como *taxa* e os *taxa* como caracteres. A raiz do cladograma é determinada em função de uma área hipotética codificada com zeros. Um algoritmo de parcimônia é empregado na construção de cladogramas de áreas (figura 19.18).

O método permite uma interpretação da história da ocupação da área por *taxa* ao longo do tempo geológico, mas ignora relações de parentesco entre os *taxa*.

I. Fósseis, Sistemática e Reconstrução Paleobiogeográfica

A importância dos fósseis em estudos de Biogeografia Histórica foi (e continua sendo) um tema bastante debatido entre paleontólogos e neontólogos. De um lado, alguns pesquisadores, tais como Patterson (1981), postulam que dificilmente os fósseis mudariam substancialmente uma hipótese filogenética proposta com base apenas em *taxa* recentes. Já Grande (1985) aponta algumas contribuições relevantes dos fósseis na Sistemática e Biogeografia.

Os fósseis auxiliam na determinação da idade mínima de um táxon, ou seja, o seu registro mais antigo conhecido, podendo auxiliar na calibragem de eventos cladogenéticos (figura 19.19). Eles possibilitam também o reconhecimento de *taxa* afins que, dependendo do seu estado de preservação, podem gerar informações anatômicas (p. ex. caracteres intermediários) e ecológicas complementares. Estes *taxa* adicionais podem também ampliar o conhecimento sobre a extensão da área de distribuição.

O registro fossilífero é sabidamente incompleto. Alguns organismos foram privilegiados em processos de fossilização em detrimento de outros, de modo que a história de um táxon e de sua área de distribuição será sempre parcialmente conhecida.

Um bom exemplo de aplicação da Sistemática e Biogeografia de grupos extintos como pré-requisito para a formulação de hipóteses paleogeográficas é apresentado por Corrêa de Vasconcellos (2000). Este autor utilizou corais rugosos bentônicos (não hermatípicos) encontrados no Carbonífero da Bacia do Amazonas para corroborar a presença de um mar epicontinental na região da atual Amazônia e uma conexão marinha com a Laurásia. Até então, as evidências eram intuitivas e fundamentadas em dados paleoecológicos e geológicos.

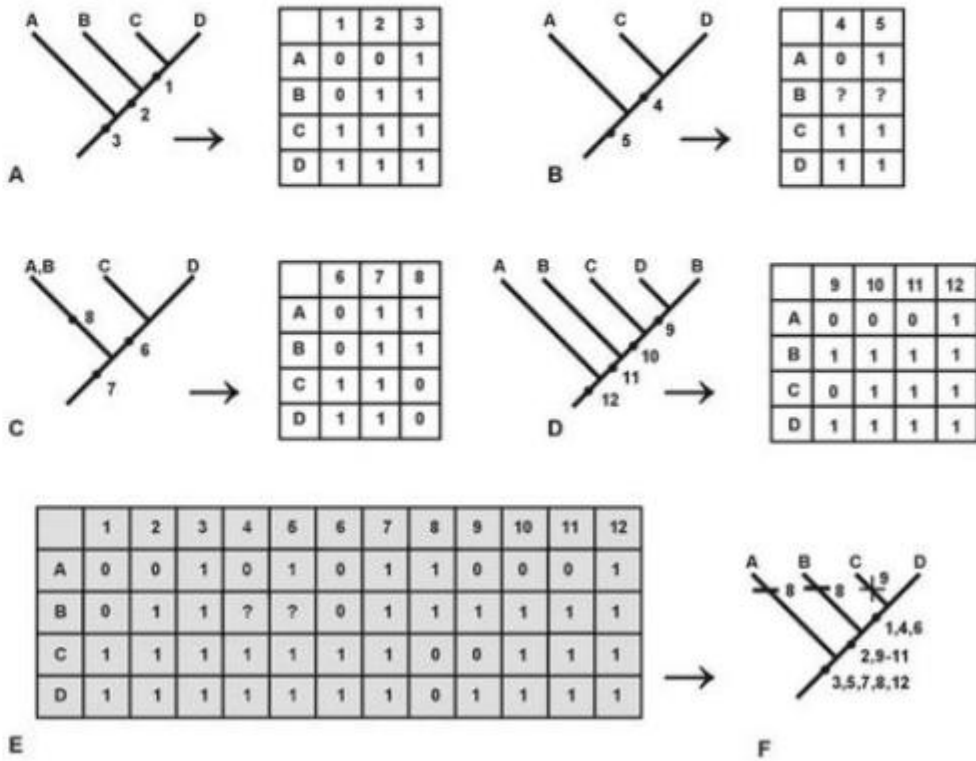



Figura 19.17 Análise Parcimônica de Brooks. (A) Cladograma de áreas completo. (B) Cladograma de áreas sem uma determinada área, condição indicada na matriz com uma marca de questão ("?"). (C) Cladograma de áreas com um táxon de ampla distribuição, presente em duas áreas (A e B). (D) Cladograma de áreas com uma distribuição redundante (dois *taxa* na área B). (E) Matriz geral de dados contendo áreas *versus* componentes. (F) Cladograma geral de áreas obtido da matriz geral de dados mediante a aplicação do algoritmo de parcimônia de Wagner (modificado de Morrone & Crisci, 1995).

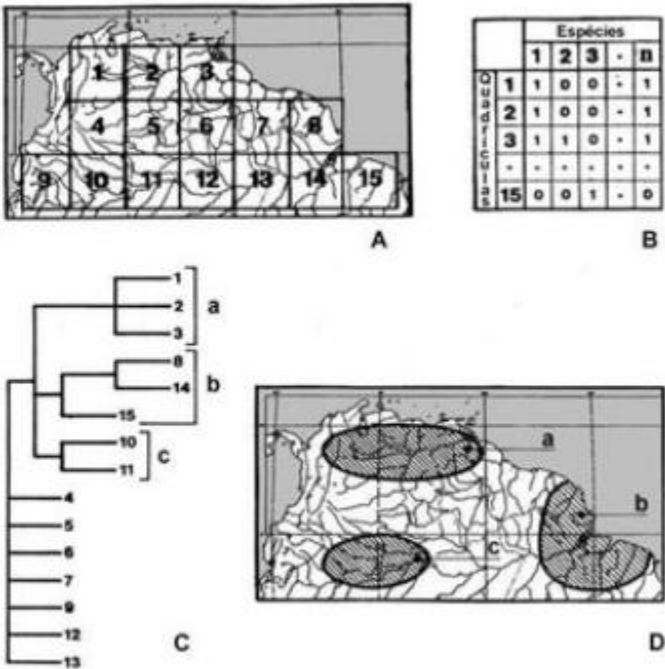



Figura 19.18 Análise Parcimônica de Endemismos. (A) Mapa da região norte da América do Sul dividido em 15 quadrículas. (B) Matriz de dados mostrando espécies por quadrículas. (C) Cladograma das quadrículas obtidos por parcimônia de Wagner. (D) Reconstituição das áreas de endemismo (a-c) com base nos grupos do cladograma (segundo Morrone & Crisci, 1995).

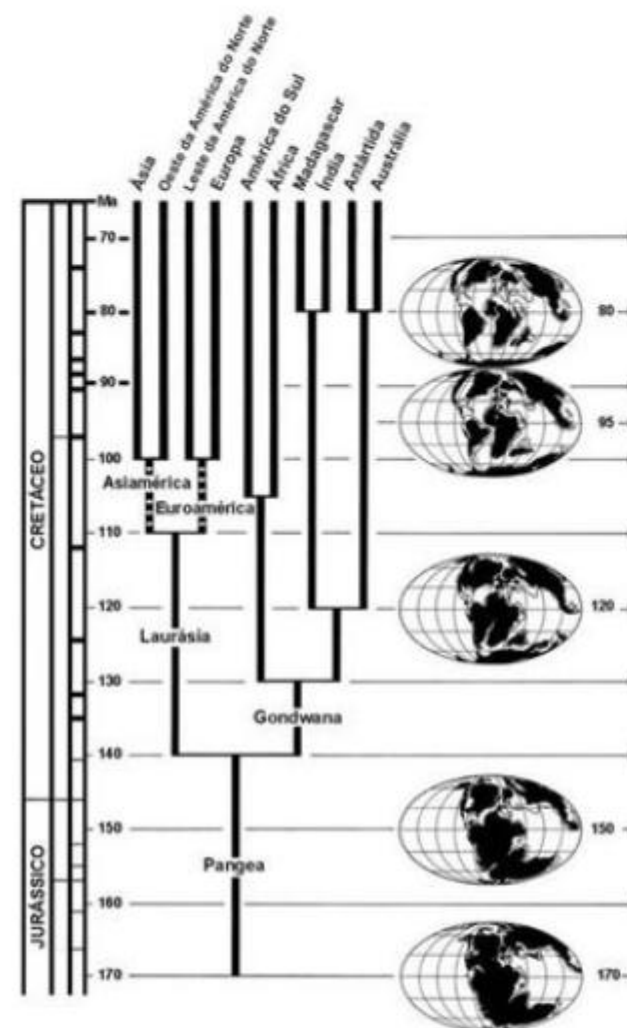



Figura 19.19 Diagrama calibrado mostrando o relacionamento histórico de áreas a partir da ruptura do Pangea. O resultado sintetiza a integração de Sistemática, Biogeografia e Geologia.[*on line* – http://cas.bellar mine.edu/tietjen/Ecology/evolution_ of_dinosaurs.htm].

Referências

ARRATIA, G. 1994. Phylogenetic and paleogeographic relationships of the varasichthyid group (Teleostei) from the Late Jurassic of Central and South America. *Revista Geologica de Chile, 21*(1): 119-165.

BROOKS, D. R. 1985. Historical Ecology: a new approach to studying the evolution of ecological associations. *Annals of the Missouri Botanical Garden, 72*: 660-680.

BROOKS, D. R. & McLENNAN, D. 1991. *Phylogeny, Ecology and Behaviour*. University of Chicago Press, Chicago, 434 p.

BROWNE, J. 1983. *The Secular Ark: Studies in the History of Biogeography*. Yale University Press, New Haven and London, 273 p.

BRUNDIN, L. 1966. Transantartic relationships and their significance as evidenced by midges. *Kunglia Svenska Vetenskapasakademiens Handlinger* (series 4), *11*: 1-472.

BRUNDIN, L. 1981. Croizat's panbiogeography *versus* phylogenetic biogeography. *Systematic Zoology, 24*: 94-158.

BRUNDIN, L. 1988. Phylogenetic Biogeography. *In*: MYERS, A. A. & GILLER, P. S. (eds.). *Analytical Biogeography*. Chapman and Hall, London, p. 343-369.

CABRERA, A. L. & WILLINK, A. 1973. *Biogeografía de América Latina*. Organización de los Estados Americanos (OEA), Serie de Biología, Monogr. Nº 13, Washington, D.C., 117 p.

CANDOLLE, A. P. de 1820. *Essai élémentaire de géographie botanique*. *In*: Dictionnaire des Sciences Naturelles, vol. 18. Flevrault, Strasbourg.

CORRÊA DE VASCONCELLOS, A. 2000. Bacia do Amazonas – Uma via marítima durante o Carbonífero Médio. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, série Ciências da Terra, *12*: 3-61.

CRAW, R. C. 1988. Panbiogeography: method and synthesis in Biogeography. *In*: MYERS, A. A. & GILLER, P. S. (eds.). *Analytical Biogeography*. Chapman and Hall, London, p. 405-435.

CRAW, R. C.; GREHEN, J. R. & HEADS, M. J. 1999. *Panbiogeography: Tracking the History of Life*. Oxford Biogeography Series 11, Oxford University Press, New York e Oxford, 229 p.

CRISCI, J. V. & MORRONE, J. J. 1992. Panbiogeografía y biogeografía cladística: paradigmas actuales de la biogeografía histórica. *Ciencias (México)*, Special Number, *6*: 87-97.

CROIZAT, L. 1952. *Manual of Phytogeography*. The Hague, W. Junk, 704 p.

CROIZAT, L. 1958. *Panbiogeography*. 3 vol. [Publicado pelo Autor], Caracas, 625, 711 e 709 p.

CROIZAT, L. 1964. *Space, Time, Form: The Biological Synthesis*. [Editado pelo Autor], Caracas, 881 p.

DARLINGTON, P. J. Jr. 1957. *Zoogeography, the geographical distribution of Animals*. J. Wiley and Sons, New York, 675 p.

ESPINOZA, D. & LLORENTE, J. (eds.). 1991. *Historia de la biogeografía: centros de origen y biogeografía de la varianza*. Universidad Nacional Autónoma de México, México, D.F., 96 p.

FARRIS, J. 1988. *Hennig86, version 1.5*. Port Jefferson Station, New York.

FELSENSTEIN, J. 1986. *Phylip, version 3.3*. University of Washington, Seattle.

FIGUEIREDO, F. J.; GALLO, V. & COELHO, P. M. 2001. First occurrence of *Rharbichthys* (Teleostei: Enchodontidae) in the Upper Cretaceous of Pelotas Basin (Atlântida Formation), Southern Brazil. *Boletim do Museu Nacional, Nova Série, Geologia, 61*: 1-8.

GEORGE, W. 1962. *Animal Geography*. Heinemann, London, 142 p.

GRANDE, L. 1985. The use of paleontology in systematics and biogeography, and a time control refinement for historical biogeography. *Paleobiology, 11*(2): 1-11.

HENNIG, W. 1966. *Phylogenetic Systematics*. University of Illinois Press, Urbana, Illinois, 263 p.

HUMPHRIES, C. J. 1981. Biogeographical methods and the southern beeches. Chapter 21. *In*: FOREY, P. L. (ed.) *The Evolving Biosphere*. British Museum Natural History, London, p. 283-297.

HUMPHRIES, C. J. & PARENTI, L. R. 1999. *Cladistic Biogeography: Interpreting Patterns of Plant and Animal Distributions*. 2nd ed., Oxford Biogeography Series n. 12, Oxford University Press, Oxford, 187 p.

KITCHING, I. J.; FOREY, P. L.; HUMPHRIES, C. J. & WILLIAMS, D. 1998. *Cladistics: The Theory and Practice of Parsimony Analysis*. Oxford University Press, Oxford, 228 p.

KLUGE, A. G. & FARRIS, J. S. 1969. Quantitative phyletics and the evolution of anurans. *Systematic Zoology, 18*: 1-32.

MESCHEDE, M. & FRISCH, W. 1998. A plate-tectonic model for the Mesozoic and Early Cenozoic history of the Caribbean plate. *Tectonophysics, 296*: 269-291.

MORRONE, J. J. & CRISCI, J. V. 1990. Panbiogeografia: Fundamentos y Metodos. *Evolución Biológica, 4*: 119-140.

MORRONE, J. J. & CRISCI, J. V. 1995. Historical Biogeography: Introduction to Methods. *Annual Review of Ecology and Systematics, 26*: 373-401.

NELSON, G. 1978. From Candolle to Croizat: comments on the history of biogeography. *Journal of the History of Biogeography, 11*(2): 269-305.

NELSON, G. & LADIGES, P. Y. 1991a. Three-area statements: standard assumptions for biogeographic analysis. *Systematic Zoology, 40*: 470-485.

NELSON, G. & LADIGES, P. Y. 1991b. *TAS: MSDOS program for Cladistic Biogeography*. Publicado pelos autores, New York e Melbourne.

NELSON, G. & PLATNICK, N. 1981. *Systematics and Biogeography: Cladistics and Vicariance*. Columbia University Press, New York, 567 p.

NELSON, G. & PLATNICK, N. 1991. Three-taxon statements: a more precise use of parsimony? *Cladistics, 7*: 351-366.

PAGE, R. D. M. 1987. Graphs and generalized tracks: quantifying Croizat's panbiogeography. *Systematic Zoology, 36*: 1-17.

PAGE, R. D. M. 1989. *COMPONENT version 1.5*. University of Auckland, Auckland.

PAGE, R. D. M. 1993a. *COMPONENT version 2.0*. The Natural History Museum, London.

PAGE, R. D. M. 1993b. Genes, organisms, and areas: the problem of multiple lineages. *Systematic Biology, 42*: 77-84.

PAPAVERO, N.; LLORENTE-BOUSQUETS, J. & ESPINOSA-ORGANISTA, D. 1995. *Historia de la biología comparada desde el genesis hasta el siglo de las luces. V.I: Del génesis a la caída del imperio romano de occidente*. Universidade Nacional Autónoma de México, 203 p.

PATTERSON, C. 1981. Methods of paleobiogeography. *In*: NELSON, G. & ROSEN, D. E. (eds.). *Vicariance Biogeography: a critique*. Columbia University Press, New York, p. 446-489.

POUGH, F. H.; JANIS, C. M. & HEISER, J. B. 1999. *Vertebrate life*. 5th ed., Prentice Hall, New Jersey, 733 p.

ROSEN, B. R. 1988. From fossils to earth history: applied Historical Biogeography. *In*: MYERS, A. A. & GILLER, P. S. (eds.). *Analytical Biogeography*. Chapman and Hall, London, p. 437-481.

SATO, T.; SAITO, T.; YUGUCHI, S.; NAKAGAWA, H.; KAMEO, K. & TAKAYAMA, T. 2002. Late Pliocene calcareous nannofossil paleobiogeography of the Pacific Ocean: evidence for glaciation at 2.75 Ma. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 19*(3): 175-189.

SCLATER, P. L. 1858. On the general geographical distribution of the members of the class Aves. *Journal of the Linnean Society of London, Zoology, 2*: 130-145.

SIMPSON, G. G. 1965. *The Geography of Evolution*. Chilton, Philadelphia, Pennsylvania, 249 p.

UDVARDY, M. D. F. 1969. *Dynamic Zoogeography*. Van Nostrand Reinhold, New York, 445 p.

VELLER, M. G. P. van; ZANDEE, M. & KORNET, D. J. 1999. Two requirements for obtaining valid common patterns under different assumptions in vicariance biogeography. *Cladistics, 15*: 393-406.

VELLER, M. G. P. van; KORNET, D. J. & ZANDEE, M. 2000. Methods in vicariance biogeography: assessment of the implementations of assumptions 0, 1 and 2. *Cladistics, 16*: 319-345.

WALLACE, A. R. 1876. *The Geographical Distribution of Animals* (2 vols.). Harper, New York, 503 e 553 p.

WILEY, E. O. 1988. Vicariance biogeography. *Annual Review of Ecology and Systematics, 19*: 513-542.

ZANDEE, M. 1991. *CAFCA. A Collection of APL Functions for Cladistic Analysis, version 1.9.8*. Leiden, The Netherlands.

ZANDEE, M. & ROSS, M.C. 1987. Component-compatibility in historical biogeography. *Cladistics, 3*: 305-332.

Curadoria Paleontológica

Ismar de Souza Carvalho

A curadoria em paleontologia compreende um conjunto de procedimentos que visam resguardar o material fóssil, já estudado ou não, e que abrange a proteção física, catalogação e disponibilização pública. A ação de agentes físicos e químicos ambientais, distintos do contexto original em que o fóssil se inseria, tais como luminosidade, condições de umidade, temperatura e poluição são determinantes na busca de soluções para a durabilidade dos espécimens. Os tipos litológicos que compõem os fósseis e o tempo de exposição a que estão sujeitos os agentes ambientais são determinantes para a manutenção da integridade dos acervos. Uma coleção de fósseis é o registro documental da diversidade paleobiológica e da história geológica da Terra, e seu manejo adequado é fundamental para sua preservação destinada às gerações futuras.

As funções desempenhadas por um curador são geralmente objeto de controvérsias. Se seu papel relaciona-se ao de um pesquisador, educador ou técnico envolvido na exibição de exposições e no cuidado com as coleções (Conaway, 1978), esse conflito resulta numa perspectiva equivocada das ações relacionadas à curadoria, vista muitas vezes como uma atividade de menor importância e prestígio acadêmico. Como indicado por Colbert (1958), o curador envolvido com aspectos da história natural é antes de tudo um especialista, responsável e interessado em seu campo de especialização, e sua autoridade advém das pesquisas científicas que realiza. Devido à sua competência em uma especialidade, espera-se que atue na qualificação de novos pesquisadores. Somem-se a tais tarefas o planejamento e a supervisão das instalações das exposições. Entretanto, o curador é antes de tudo responsável pelas coleções e sua manutenção. O curador deve ter total responsabilidade pelas coleções sob sua guarda, bem como trabalhar para o incremento da mesma.

Ao curador compete a responsabilidade de guarda, manutenção, definição dos critérios de uso, seleção dos materiais a serem incorporados à coleção e ações voltadas para a educação e pesquisa. Sua função transcende a de um "organizador de gavetas", pois cada elemento de uma coleção paleontológica é único e, caso perdidos, são insubstituíveis. Não importa se existe mais de um exemplar atribuído a uma mesma espécie. Se representam holótipos ou não. Todos devem ser entendidos num contexto amplo de acervo científico e que representam parte da história da vida. Assim, as funções do curador situam-se neste contexto multifacetado, devendo em especial garantir as condições de perenidade do acervo.

A curadoria das coleções paleontológicas fornece uma identidade patrimonial aos acervos institucionais. Desta forma, pelo valor que possuem para

o entendimento da história da vida na Terra, são símbolos da nação, e conforme Fonseca (2005), enquanto símbolos merecem proteção para sua transmissão às gerações futuras.

Funções e a Ética da Curadoria

A preservação de um espécimen poderia ser potencializada caso nunca ocorresse sua manipulação, e se fosse mantido em condições de controle térmico e de umidade (Bradley, 2001). Entretanto o curador deve garantir a segurança dos fósseis, realizando um controle tal que retarde ou impeça a deterioração e defina regras para seu uso e exposição. Este controle deve ser constante, com levantamentos regulares dos acervos e vistoria das condições ambientais em que se inserem. Mesmo sem grande disponibilidade financeira, a curadoria deve ter a preocupação com o adequado armazenamento dos fósseis, o qual pode ser melhorado segundo Bachmann & Rushfield (2001) através de manutenções regulares, evitando a poeira e outras partículas carregadas pelo ar, que atraem insetos, é abrasiva e contém esporos de fungos.

Também é função do curador a decisão sobre os espécimens a serem incluídos em uma coleção paleontológica. De acordo com Molnar (1996) prioritariamente os que devem ser incluídos em um acervo museológico são: os que representam novos *taxa*; espécimens de interesse local; os que apresentam estruturas não presentes, ou pouco preservadas em espécimens já coletados; os que denotam aspectos patológicos; os que representam estágios de um ciclo de vida, ou sexual; espécimens que indicam novas ocorrências geográficas ou temporais. Tal concepção, de priorização dos objetos de uma coleção paleontológica, relaciona-se essencialmente à impossibilidade de acondicionar todo o material advindo das coletas de campo aos espaços físicos institucionais destinados a tais acervos. As coleções de fósseis devem ser entendidas como materiais científicos perpetuados e disponíveis para novos estudos, e não como depósitos de objetos da curiosidade científica.

O curador de uma coleção paleontológica deve ter antes de tudo ética na composição do acervo de sua instituição. A definição do termo ética não é entretanto muito precisa, variando do ponto de vista do observador e do contexto de sua aplicação. Porém, a ética envolve em colocar o desejo público além do institucional e do interesse profissional pessoal. A ética vai além da essência de nossas crenças, inibindo nossa liberdade de atuar isoladamente para nossos próprios ganhos, demandando um senso de responsabilidade para com os outros (Boyd, 1991). A má ética produz ciência de má qualidade. A ciência de boa qualidade somente pode ser baseada em práticas éticas que incluem desde o conhecimento da origem do espécimen, pesquisa e curadoria, interpretação e publicação (Besterman, 2001). Tal situação é muito bem exemplificada por Padian (2000) em sua análise sobre a compra de fósseis por instituições científicas. Seu estudo avalia a comercialização de fósseis da China, indicando a publicação de informações errôneas, em função de fósseis deliberadamente falsificados destinados ao comércio internacional. Também fósseis cretácicos oriundos da Bacia do Araripe são deliberadamente adulterados e vendidos no mercado internacional. Há a composição de indivíduos de uma mesma espécie, ou de espécies diferentes, assembleias de espécies, alteração da morfologia dos *taxa*, confecção de partes que faltam, modificação da coloração (por adição de tintas ou ceras) e mesmo a inclusão em carbonatos de animais e vegetais recentes (Martill, 1994). Apesar de em algumas situações tais falsificações serem facilmente reconhecidas, há inúmeros casos em que houve a montagem de espécies descritas cientificamente e compradas no ilegal mercado de fósseis (Martill *et alii*, 1996; Sereno *et alii*, 1994; Sues *et alii*, 2002). Fósseis comumente forjados são aqueles imersos em âmbar. Grimaldi *et alii* (1994) analisaram diversas inclusões em pressupostos âmbares, as quais mostraram-se como imersões de animais e plantas atuais em resinas naturais (p. ex. copal) ou sintéticas (poliéster). Grimaldi *et alii* (1994) e Bauer & Branch (1995) indicaram diferentes técnicas que possibilitam a distinção entre as falsificações e o material autêntico. Tais situações são facilmente contornadas quando o curador incorpora espécimens nas coleções institucionais sabendo sua origem, contexto de ocorrência e obedecendo a legislação (Besterman, 2001; MacDonald, 1991).

Outro aspecto importante da curadoria relaciona-se à sua influência nas ações voltadas para a educação (Barreto *et alii*, 1999; Carvalho *et alii*, 1999; Machado & Senra, 1999; Marconato & Bertini, 1999; Moita *et alii*, 1999; Pereira *et alii*, 2001; Silva *et alii*, 2001; Souza-Lima *et alii*, 1999; Vega, 1999, Pane, 2007; Souza *et alii*, 2007). Segundo Grynszpan (2002), atualmente a museologia de objetos deu lugar a uma museologia de ideias, na qual os objetos são contextualizados e mostrados com um sentido. O desafio neste novo cenário seria o equilíbrio entre a manutenção das coleções como missão de garantir a herança do patrimônio da cultura científica e a difusão do conhecimento científico. Um bom exemplo é apresentado por Clarke (2002) em sua análise do processo de modernização do Museu de Geologia, em Londres. Segundo este autor, o trabalho de um curador não se resume mais à organização de coleções em vitrines, com etiquetas eruditas, deixando o objeto falar por si próprio. Para as ações relacionadas à educação em ciência, a qual envolve o pensamento abstrato, necessita-se de uma comunicação bem-sucedida com o público, estimulando-o a concentrar-se no assunto exposto e a convencê-lo da importância do mesmo.

Em relação à disponibilização dos acervos científicos e de ações direcionadas à educação, um bom caminho é o do uso das novas tecnologias de informação (Sabourin *et alii*, 1999). Através do uso da Internet há a possibilidade de uma maior interação entre pesquisadores e o público em geral com as instituições científicas. Assim, através da tecnologia pode-se expandir as ações voltadas para a educação pública (Sarraf, 1999; Thomas, 1999), bem como avaliações quantitativas e qualitativas do acervo disponível (Abuhid *et alii*, 1999; Fairchild *et alii*, 1999; Souza-Lima & Souza-Lima, 2001).

Tafonomia nas Gavetas

Durante os eventos que conduzem à preservação de um organismo como fóssil, muitos são os elementos que atuam nesta transformação. Entendemos como Tafonomia este conjunto de processos que originam o exemplar fóssil como o descobrimos no afloramento. Posteriormente, estarão sujeitos a toda uma série de processos relacionados ao intemperismo físico, químico e biológico, que tanto decompõem a rocha, como o próprio fóssil. A coleta de um fóssil, e sua posterior incorporação ao acervo de uma coleção, não é garantia para sua maior durabilidade. Há posteriormente à sua incorporação em uma coleção, um conjunto de fenômenos que podemos designar genericamente como uma "Tafonomia nas Gavetas", também responsável pela decomposição do fóssil.

O primeiro aspecto importante na manutenção de um acervo paleontológico relaciona-se às condições ambientais do local onde se situa a coleção. Mendes *et alii* (2001) indicam que o processo de deterioração dos materiais têm quase sempre uma relação direta com fatores intrínsecos dos meios utilizados para sua guarda. Neste contexto incluem-se: manejo e/ou exposição inadequadas; ação de insetos e roedores; crescimento de fungos e/ou outros micro-organismos; ação de poluentes atmosféricos; material inadequado para acondicionamento, transporte e exposição; danos causados por variações bruscas e intensas de umidade e temperatura combinadas; infiltrações devido a tubulações hidráulicas ou pluviais defeituosas; incêndios por curto-circuito; corrosão metálica; edificações não adaptadas para abrigar acervos; atos de vandalismo, furto ou roubo de peças da coleção. Assim, a expectativa de que um exemplar acondicionado em uma coleção tenha uma preservação infinita não é verdadeira (Bradley, 2001). De acordo com King & Pearson (2001) o controle ambiental para fins de conservação expressa-se pela manutenção da luz, temperatura, umidade relativa, limitação de poluentes atmosféricos, tais como gases, partículas e esporos de fungos, e eliminação de insetos e roedores. No caso do controle de pragas de insetos, Williams & Walsh (1989) ressaltam a necessidade de estratégias de controle químico que evitem reações destrutivas sobre o acervo ou que se mostrem ineficazes no controle de pragas.

A deterioração dos fósseis, a partir de sua incorporação aos acervos paleontológicos, tem quase sempre uma relação direta com a natureza da matriz rochosa em que se inserem, ou com sua composição mineralógica. As condições de temperatura e umidade também são fatores determinantes – climas quentes e úmidos são extremamente agressivos nos processos de deterioração, pois a umidade e o calor afetam em muito a velocidade das reações químicas e facilitam a colonização de superfícies expostas por fungos. Assim, materiais carbonáticos são muito susceptíveis ao ataque por soluções ácidas. Ambientes poluídos, com CO_2 e CO, gases comuns na atmosfera das grandes cidades, são determinantes nos fenômenos corrosivos. Elementos orgânicos, tais como os palinoformos, quando em ambientes de grande umidade, estão sujeitos a servirem como substrato nutritivo para fungos e bactérias. O aspecto gerado é o de um tufo de filamentos ("lâminas cabeludas") que destroem progressivamente as estruturas anatômicas do fóssil (figura 20.1). Em condições muito secas, o processo de desidratação em rochas ricas em matéria orgânica, tais como os folhelhos, conduz ao ressecamento e contração, produzindo fissuras e muitas vezes acentuado descamamento. Por outro lado, a presença de materiais muito higroscópicos na rocha matriz, como, por exemplo, gipsita, anidrita e carnalita, e a posterior migração de sais advindos da decomposição destes minerais em condições de elevada umidade ambiental, é outro dos fatores de risco para os fósseis. Em rochas com alto conteúdo de carbono orgânico, a presença de sulfetos e sulfatos também é responsável pela geração de películas esbranquiçadas tais como as observadas em mesossaurídeos da Formação Irati (Permiano, Bacia do Paraná).

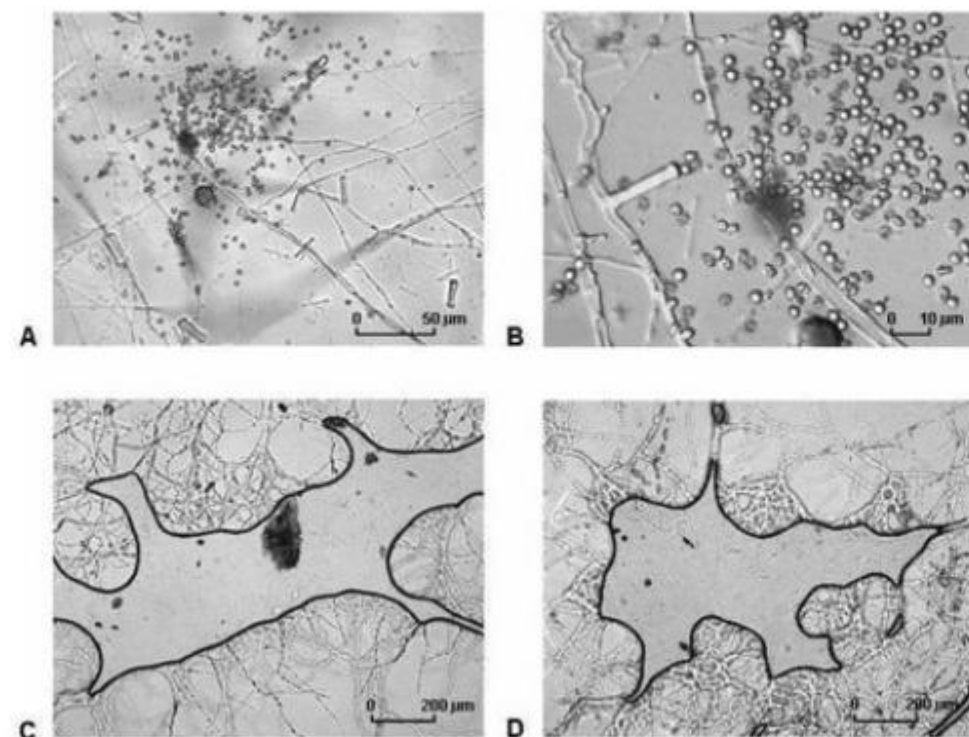



Figura 20.1 (A) Vista geral do campo de uma lâmina palinológica montada com bálsamo do Canadá. Os esporos de fungo concentram-se ao redor de um palinomorfo em decomposição (mancha escura em meio à nuvem de esporos de fungo). (B) Detalhe do campo mostrado em (A). Hifas e esporos de fungo sendo produzidos dentro da lâmina deteriorada. (C) Lâmina palinológica montada com gelatina glicerinada. Uma "ilha" de gelatina preservada em meio a um "mar" de hifas. O palinomorfo que aparece no centro da fotografia (mancha escura) tem seus dias contados. (D) Uma "ilha" de gelatina em meio ao "mar" de hifas. Repare na ocorrência de hifas pioneiras (filamentos finos) já instaladas dentro da "ilha". Fotografias digitais obtidas diretamente ao microscópio Zeiss por Cecília Cunha Lana.

Alguns tipos de fósseis, como as inclusões em âmbar, demandam grandes cuidados. Luz forte, aquecimento e o próprio ar destroem a superfície do âmbar após longos períodos de tempo. Os sintomas da degradação superficial são o escurecimento e um retículo de finas fraturas. Estes aspectos são facilmente observáveis em copal e resinas recentes, pois são menos polimerizadas e os voláteis escapam mais frequentemente. Porém, o âmbar também está susceptível a tais processos, tornando-se escuro com o tempo e oxidando-se como resultado da exposição constante ao ar. Há assim, uma considerável variação natural na intensidade da cor. Grimaldi (1993) indicou que o armazenamento de fósseis imersos em âmbar deve ser feito em locais escuros, inclusos em recipientes selados e em ambientes aclimatados. As etiquetas colocadas em contato com as amostras de âmbar devem ser feitas em papel não acidificado. No caso de espécimens importantes recomenda-se a imersão das amostras em resinas sintéticas ou naturais (bálsamo de Canadá).

No estudo de vegetais terrestres primitivos do Siluro–Devoniano, Wellman *et alii* (1996) apresentam um problema novo no âmbito da curadoria: a impossibilidade de integridade física do fóssil em função do método de estudo. Os vegetais terrestres do Siluro–Devoniano são formas normalmente pequenas (1-2 cm) fossilizadas como compressões incarbonizadas. Há também formas preservadas tridimensionalmente. Para o estudo destes fósseis é utilizada a técnica de maceração, com posterior ataque químico para dissolução do material inorgânico. O resíduo (fósseis) é então separado e montado em *stubs* para observação ao microscópio eletrônico de varredura (MEV) e microscópio eletrônico de transmissão (MET). Durante o estudo, as amostras são progressivamente "dissecadas" para a análise das diferentes estruturas anatômicas. Tal situação resulta

numa progressiva destruição do exemplar, restando apenas um documentário fotográfico. Além disso, há um limite temporal de estocagem dos fósseis, os quais após isolados tornam-se ressecados e extremamente frágeis, fraturando-se sob efeito de pequenas vibrações. Num intervalo de cinco anos, os fósseis apresentavam profundas alterações, a ponto do não reconhecimento da espécie à qual originalmente haviam sido atribuídos. Adicionalmente, o tempo de vida dos espécimens fica condicionado ao adesivo utilizado nos *stubs*, que dificultam a remoção, fraturando os exemplares ou conduzindo os mesmos a afundarem no adesivo. Assim, Wellman *et alii* (1996) demonstraram que o armazenamento destes fósseis é problemático, já que necessitam ser fragmentos para um estudo adequado, o que destrói algumas de suas partes ou feições. Consequentemente, não existe uma coleção convencional baseada em espécimens para um futuro exame por outros pesquisadores. Os que desejarem reexaminar os exemplares terão de se basear na informação (documentada e publicada/fotografias não publicadas) registrada pelos cientistas que realizaram a investigação inicial. Como o número de fotografias em uma publicação é limitado, a maior parte do registro documental fotográfico é arquivada no próprio laboratório dos pesquisadores. Estabelece-se assim um banco de imagens, incluindo descrições, informações quantitativas e um registro pictórico de todas as informações relevantes desde o tratamento inicial do fóssil. A curadoria transforma-se assim, da curadoria de um objeto físico (fóssil) para a curadoria de um objeto digital (registro fotográfico).

Um aspecto problemático da preservação refere-se às condições ambientais em que estão acondicionados os acervos, em especial nas condições climáticas tropicais. Em situações de umidade relativa acima de 70% pode haver o crescimento de fungos e bactérias. A análise geral das condições de armazenamento para diferentes tipos de objetos museológicos indica, como ideal, um nível de umidade relativa entre 40 e 70%, sendo uma condição difícil de ser mantida em climas tropicais. A variação da umidade relativa faz com que matrizes que contenham materiais higroscópicos contraiam-se sob condições mais secas e, à medida que há o aumento da umidade, haja a absorção d'água e um subsequente inchamento, havendo assim um verdadeiro processo de intemperismo físico sobre os materiais acondicionados nas coleções. Além disso, geralmente há o uso da ventilação natural e artificial, o que significa a entrada de agentes poluentes do ar e uma oscilação constante das condições de temperatura e umidade relativa. Deve-se ter em atenção que o ambiente adequado para os acervos científicos não é necessariamente o que é fresco, mas o que se demonstra estável (Craddock, 2001; Pearson, 2001; Stolow, 1966 a,b).

Os acervos paleontológicos estão geralmente localizados em coleções de universidades e museus, os quais destinam-se quase sempre ao trabalho de pesquisa, exposição e atividades voltadas ao ensino. Esta divisão das finalidades de uma coleção é de extrema importância para a definição dos meios de conservação. No caso de coleções destinadas à pesquisa e composta por um acervo que abranja elementos das séries-tipo, um aspecto fundamental é o da segurança. Segundo Bradley (2001), o efeito segurança de uma coleção consiste na limitação do acesso aos objetos do acervo. A restrição das pessoas autorizadas a manusear os objetos de grande valor acadêmico potencializaria a estabilização e proteção dos mesmos, contribuindo decisivamente para sua durabilidade. A manipulação constante de espécimens e a falta de normas para seu manuseio produz danos causados pelo atrito, trepidação, oleosidade das mãos e que conduzem à fragmentação e mesmo à perda total.

Condições de Armazenamento

Desde a retirada do fóssil de um afloramento o armazenamento do mesmo deve estar entre nossas prioridades. Não basta simplesmente sua descoberta, sem que haja uma preocupação com as condições de transporte até o local de estudo e posterior inclusão em uma coleção. Muitas vezes o armazenamento dos fósseis após seu estudo é negligenciado, relegando-o a um papel secundário. As condições de um armazenamento bem estruturado e organizado são fatores determinantes para a preservação futura do mesmo (figura 20.2). Segundo Bachmann & Rushfield (2001) esta etapa do trabalho de curadoria, proporcionando o melhor armazenamento e acondicionamento possível, é o primeiro e mais importante passo para a preservação de nossos bens culturais. Na análise apresentada por Colbert (1965), o armazenamento seguro dos fósseis deve ser realizado em condições de baixa umidade. Apesar de a poeira não ser especialmente danosa é preferível mantê-los limpos. Pequenos exemplares devem ser acondicionados em gavetas, e dispostos em recipientes (caixas) adequados. É desejável que os espécimens dentro das gavetas sejam alocados em caixas individuais, com sua identificação. Os que forem frágeis devem ser dispostos sobre algodão. Aqueles de tamanho muito pequeno, em tubos de vidro ou plástico.

A

B

Figura 20.2 Armazenamento de macrofósseis da coleção da Universidade Federal do Rio de Janeiro – Departamento de Geologia (UFRJ-DG). (A) Acondicionamento dos fósseis em mobiliário de madeira e em (B) gaveteiros de aço. Fotografias de Pedro Henrique Nobre.

O planejamento é uma das etapas importantes para um adequado armazenamento (Santos & Souza, 2004; Mason, 2004). E para tanto é necessário o conhecimento da natureza do acervo. Uma coleção de macrofósseis de vertebrados, por exemplo, deve ter condições de acondicionamento bastante distintas de uma coleção de microfósseis de vertebrados. Enquanto os de grandes dimensões podem ser acondicionados em gavetas ou em estantes abertas (figura 20.3), os de natureza microscópica requerem outros procedimentos. O armazenamento em condições abertas, em grandes estantes de aço ou madeira, facilita a visibilidade e a acessibilidade dos pesquisadores, mostrando-se adequados e seguros (Colbert, 1961) desde que haja um rígido controle de uso das coleções (Wolf, 1981). No caso de microfósseis de vertebrados (dentes, escamas e pequenos ossos), os espécimens devem ser guardados isoladamente, montados em pinos metálicos dentro de tubos de vidro ou silicone (figura 20.4) e posteriormente acondicionados em uma caixa. Nunca devem ser mantidos soltos, e quando removidos para estudo devem ser manipulados individualmente (para evitar a confusão dos exemplares) em uma bandeja com areia (Ward, 1984).

Figura 20.3 Espécimens de grandes dimensões, como lajes com pegadas fósseis, podem ser dispostas em estantes vazadas de aço. Coleção da Universidade Federal do Rio de Janeiro – Departamento de Geologia (UFRJ-DG).

Figura 20.4 Exemplares de microfósseis de vertebrados, tais como dentes de mamíferos, devem ser fixados em uma haste metálica e incluídos em recipiente plástico ou de vidro. Na ilustração um dente de mamífero da Bacia de São José de Itaboraí (UFRJ-DG 319 M).

Entretanto, indiferente das dimensões dos materiais paleontológicos a serem guardados, há um ponto comum no que se refere ao armazenamento: o registro adequado das informações concernentes aos fósseis. Um espécimen sem dados é um espécimen sem valor (Colbert, 1965). Os fósseis devem ser catalogados e individualmente numerados com tinta nanquim preta, a qual após seca deve ser recoberta por uma camada de esmalte incolor, o qual previne a descoloração dos números. Em Wood & Williams (1993) são encontradas as análises de diferentes tipos de tinta preta para registro em coleções. A degradação sob ação da luz, resistência aos fluidos, viscosidade e lasqueamento foram avaliadas, indicando a maior ou menor adequação destas, para as necessidades curadoriais. Considera-se também importante a existência de etiquetas com os espécimens, com as informações pertinentes a cada um. Dados como origem do material, coletor, data de coleta, são fundamentais para estudos presentes e futuros dos próprios fósseis e/ou de outros materiais utilizados para comparações (figura 20.5). Cadernetas de campo, cartas e demais fontes de informação devem ser cuidadosamente guardadas para referências futuras (Colbert, 1965). A existência de um catálogo (livro de tombo), com o lastreamento e numeração de todos os exemplares é fundamental para o controle individual de cada elemento da coleção. É importante a divulgação e a publicação dos conteúdos dos acervos institucionais, em especial no que se refere à série-tipo, tais como as publicações de Campos (1985), Fernandes & Fonseca (2001), Henriques *et alii* (2000) e Macedo *et alii* (1999) que facilitam a busca do repositório dos fósseis de referência científica. Atualmente, os catálogos informatizados são comuns, porém como ressaltado por Rivard & Miller (1991) e Squires (1966), a qualidade da documentação (incluindo as bases de dados) é consequência da qualidade do trabalho desenvolvido na classificação e organização das coleções, e não a dos materiais e equipamentos utilizados para o processamento das informações. Nunca se deve presumir que os computadores são mais inteligentes e produtivos que seus operadores. Na definição dos parâmetros descritivos das coleções de fósseis, pode-se adotar as proposições de Squires (1970) que incluem uma hierarquia taxonômica da classificação biológica, localização geográfica, distribuição vertical (profundidade, altitude, idade geológica, nível estratigráfico), nome do coletor e data da coleta, organizados através de um número único de catálogo para cada espécimen ou grupo de espécimens.

A

B

C

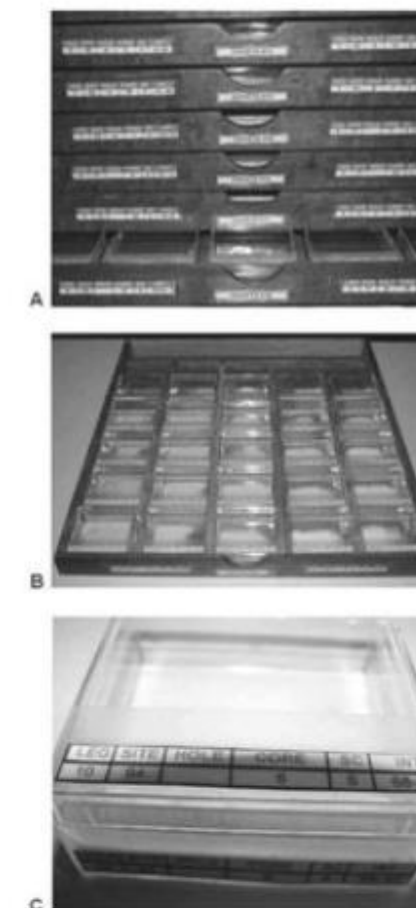



Figura 20.5 Coleção do Ocean Drilling Program – Centro de Referência em Microfósseis da UFRJ. O mobiliário específico (A, B) guarda amostras com foraminíferos, as quais são acondicionadas em caixas plásticas, com especificações sobre a localização da coleta. Fotografias de Alex Bezerra Ferreira.

A localização do acervo é outro ponto de destaque nas ações curadoriais. As coleções devem estar em locais higienizados, afastadas das paredes externas, encanamentos de água e da luz do dia (Bachmann & Rushfield, 2001). Além disso, a boa armazenagem deve ser acessível, permitindo uma fácil movimentação dos objetos e pessoas. Normalmente utilizamos armários, prateleiras, arquivos com gavetas, confeccionados em madeira ou aço. Os produzidos em madeira têm geralmente manutenção mais fácil, apesar de estarem sujeitos ao ataque de pragas com maior frequência. Já os de aço, apesar da durabilidade, têm custo de aquisição alto e, em áreas litorâneas, mostram-se sujeitos aos processos de oxidação. Fósseis de grandes dimensões podem ser guardados diretamente em estantes ou armários, enquanto os menores devem preferencialmente ser acondicionados em pequenas caixas individuais. A disposição dos fósseis nas coleções é outro aspecto importante do armazenamento. Aqueles de caráter mais frágil devem ser acondicionados em espaços reservados e seguros, garantindo sua maior segurança. Há também de se levar em conta a natureza da coleção que está sendo armazenada. Assim, lâminas que contenham palinomorfos (pólens, esporos, acritarcos, dinoflagelados) devem ser acondicionadas em posição horizontal. Evita-se o deslocamento das substâncias adesivas entre a lâmina e a lamínula, que em posição vertical possibilitam a entrada de ar. Neste caso pode resultar um posterior descolamento da lamínula (figura 20.6), conduzindo à perda dos espécimens (João Graciano Mendonça Filho, informação verbal). Outro aspecto relativo à fluidez das resinas adesivas refere-se à modificação das coordenadas de localização dos fósseis em relação à descrição original. Dependendo do tipo de substância adesiva, também podem ocorrer fissuras e nos casos de montagem com "gelatina" glicerinada, uma rápida deterioração (Mitsuru Arai, informação verbal), como os observados nas figuras 20.7 e 20.8.

Também relacionado ao armazenamento dos fósseis é o seu manuseio. Bachmann & Rushfield (2001) abordam esta questão enfatizando que "nenhum objeto deve ser retirado do local em que se encontra, enquanto outro espaço não estiver preparado para recebê-lo. Objetos pesados, grandes ou desajeitados nunca devem ser deslocados por uma única pessoa. Devem-se usar bandejas ou plataformas forradas para transportar as peças e todas as pessoas que deslocarem objetos devem estar com as "mãos limpas". Apesar de estas normas de manuseio destinarem-se a objetos de caráter arqueológico ou histórico, são perfeitamente aplicáveis aos fósseis. No caso do deslocamento dos fósseis do acervo, um ponto é fundamental: após analisá-los, retorne-os ao local de armazenamento. Assim haverá a garantia de um controle efetivo sobre a coleção.

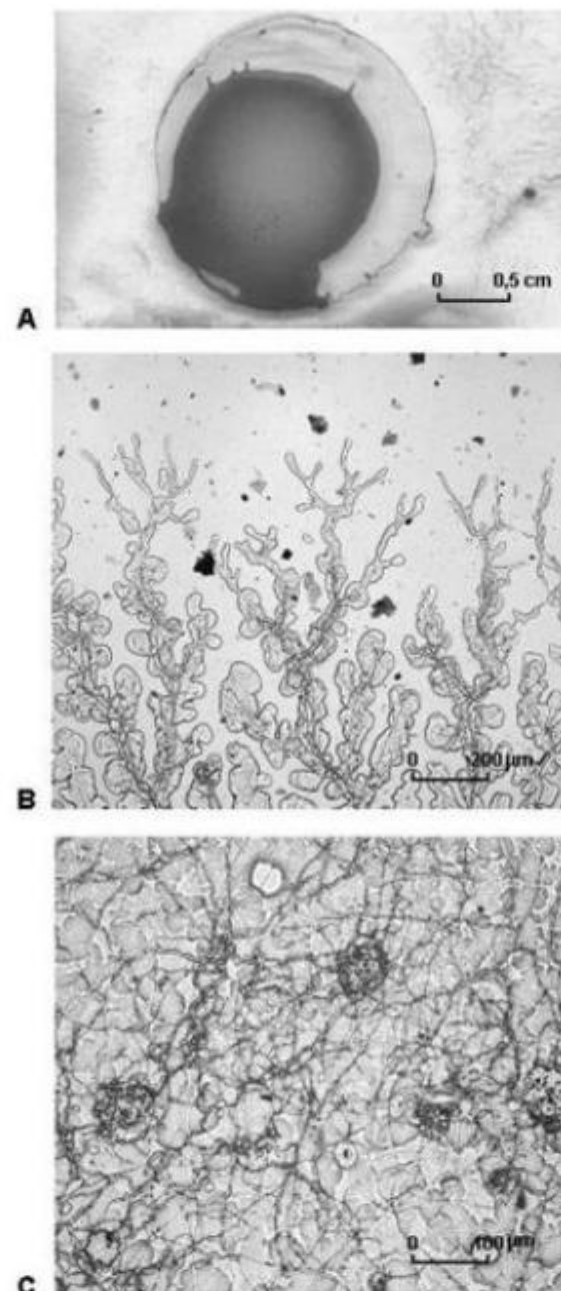



Figura 20.6 Lâminas palinológicas, originalmente montadas com bálsamo de Canadá, em processo de descolamento. (A) Descolamento concêntrico resultante do processo de liquefação do bálsamo de Canadá. (B) A frente de descolamento adquire aspecto semelhante a um dendrito e acomoda os primeiros filamentos de hifas de fungo. Não há mais matéria orgânica fóssil (fragmentos escuros) nas partes invadidas pelo "dendrito". (C) Porção da lâmina totalmente tomada por fungos que formam um emaranhado de hifas. (B) e (C) Fotografias digitais obtidas diretamente ao microscópio Zeiss por Cecília Cunha Lana.

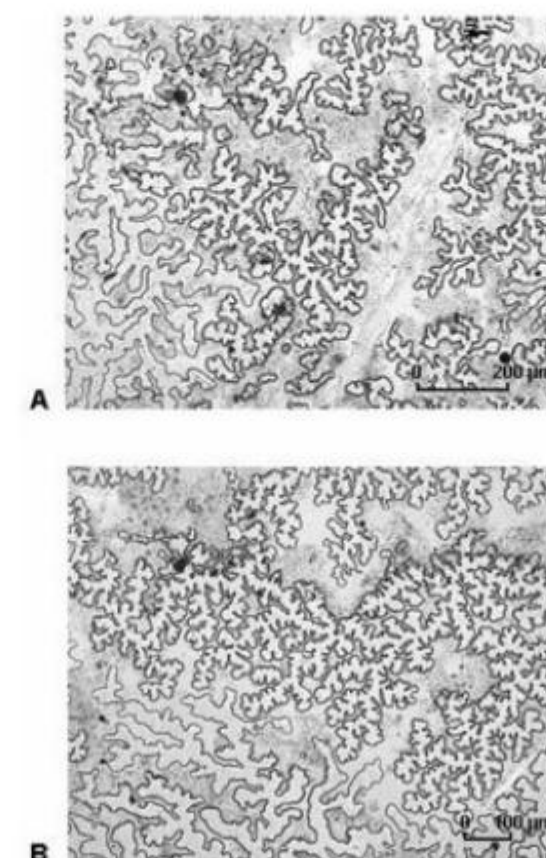



Figura 20.7 Lâmina montada em bálsamo do Canadá exibindo diferentes padrões (A, B) de descolamentos dendríticos. Fotografias digitais obtidas diretamente ao microscópio Zeiss por Cecília Cunha Lana.

A Exposição dos Objetos Paleontológicos

O projeto de uma exposição paleontológica deve contemplar a emoção e a perplexidade do visitante frente aos materiais expostos, possibilitanto o aprendizado através da descoberta (Rennes, 1978). A motivação deve ser assim o principal objetivo a ser alcançado quando de uma exposição com fósseis. Indiferente do público-alvo, devem existir elementos de grande comunicabilidade e de fácil compreensão pública. Ao curador cabe a função de tradução aos visitantes leigos da importância do objeto científico, e de sua utilização em ações educativas (figuras 20.9 e 20.10.

Um aspecto importante neste contexto é o das informações explicativas dos fósseis. Como analisado por Kanel & Tamir (1991) – diferentes etiquetas, diferentes aprendizados. Na ausência de um instrutor competente, as etiquetas são os elementos mais comuns e possivelmente a melhor interface entre a exibição e os visitantes. O desenho gráfico e o conteúdo destas devem ser adequados para uma rápida compreensão do objeto exposto.

Deve-se evitar a exposição de fósseis que sejam raros ou que constituam parte da série-tipo. Trata-se de um procedimento que visa resguardar a integridade de materiais de extrema relevância científica. Em caso de serem exemplares importantes para o conteúdo da exposição, sugere-se a confecção de réplicas ou apenas ilustrações dos mesmos. Os procedimentos para a execução de réplicas pode ser encontrado em autores, tais como Almeida & Carvalho (1999), Godoi (2002), Goldfinger (1992), Jensen (1961), Klein (2002), O'Brien (1961), Schrimper (1973), Schwanke *et alii* (1999) e Waters & Savage (1971).

A exibição dos fósseis pode ser feita por um curador, o qual não é necessariamente um paleontólogo. Porém, sempre dois cuidados devem ser tomados: se os fósseis são pequenos, colocá-los sob a proteção de uma vitrine, protegendo-os do contato direto com o público; se são grandes em demasia para serem expostos dentro de uma vitrine – colocá-los atrás de barreiras, novamente como um grau de proteção do público. Os fósseis representam investimentos em tempo e em recursos financeiros, sendo necessários cuidados em relação ao manuseio, vibrações e até mesmo marcas de dedo (Colbert, 1965).

Além dos fósseis, dioramas, reconstruções, vídeos e equipamentos de informática são elementos úteis na elaboração de uma exposição paleontológica (Bittencourt *et alii*, 2007). Os multimeios são importantes para uma percepção diferente do significado dos fósseis. Através do uso do vídeo e animações, os animais estáticos em dioramas podem ganhar vida, levando a uma viagem no tempo, apresentando relações ecológicas entre animais e plantas já extintos (Diamond *et alii*, 1995). Uma tecnologia fundamental para ações educacionais.

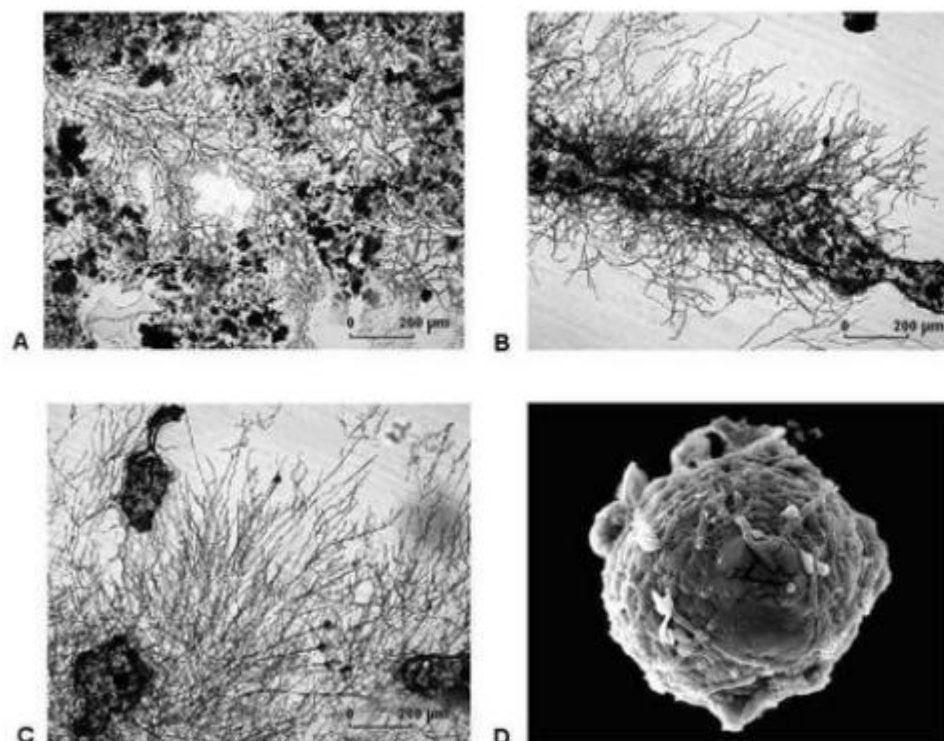



Figura 20.8 Lâminas palinológicas montadas com gelatina glicerinada. (A) Porção de lâmina palinológica com a interdigitação entre a parte dominada por hifas e a preservada. Repare que a parte preservada contém ainda a matéria orgânica sedimentar (manchas escuras) constituída por "querogênio" e palinomorfos. (B) Filete de gelatina preservada sendo atacada por hifas de fungos. (C) Três "ilhas" de gelatina preservada sendo atacadas por hifas de fungos. Observe que em (B) e (C) não existe mais matéria orgânica preservada na parte tomada por hifas. Fotografias digitais obtidas diretamente ao microscópio Zeiss por Cecília Cunha Lana. (D) Hifas de fungo sobre pólen de Malpighiaceae. Fotomicrografia de Orthrud Monika Barth.

Figura 20.9 Museu dos Dinossauros, Peirópolis (Minas Gerais). A integração entre fósseis, reconstituições e dioramas possibilitam um entendimento adequado acerca do significado dos fósseis e de sua importância.

Figura 20.10 Casa da Ciência, Universidade Federal do Rio de Janeiro. A imersão em cenários geológicos e a interatividade com os objetos expostos potencializam as ações voltadas para a educação. Exposição "Caminhos do Passado, Mudanças no Futuro" – Casa da Ciência (2007). Fotografia: Pedro Veríssimo.

Referências

ABUHID, V. S.; FERREIRA, M. C.; FARIA, H. D. & CARTELLE, C. 1999. Informatização da coleção de Paleomastozoologia do Museu de Ciências Naturais da PUC-Minas. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 16, Crato. Sociedade Brasileira de Paleontologia. *Boletim de Resumos*, p. 10-11.

ALMEIDA, E. B. & CARVALHO, A. B. 1999. A importância da técnica de modelagem de fósseis em resina de poliéster na Paleontologia de Vertebrados. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 16, Crato. Sociedade Brasileira de Paleontologia. *Boletim de Resumos*, p.13.

BACHMANN, K. & RUSHFIELD, A. R. 2001. Princípios de Armazenamento. *In*: MENDES, M.; SILVEIRA, L.; BEVILAQUA, F. & BAPTISTA, A. C. N. (eds.). *Conservação: conceitos e práticas*. Editora UFRJ, p. 83-93.

BARRETO, A. M. F.; VIANA, M. S. S.; AGOSTINHO, S. & BARBOSA, J. M. 1999. Museu de Fósseis Karl Beurlen: um projeto de aplicações educacionais e interações com a sociedade. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 16, Crato. Sociedade Brasileira de Paleontologia. *Boletim de Resumos*, p. 24.

BAUER, A. M. & BRANCH, W. R. 1995. The use of radiography in the analysis of resin-embedded lizards. *Curator*, *38*(3): 185-189.

BESTERMAN, T. P. 2001. Frontiers to science: free trade and museum ethics. *The Geological Curator*, 7(6): 199-209.

BITTENCOURT, J. N.; GRANATO, M. & BENCHETRIT, S. F. 2007. *Museus, Ciência e Tecnologia*. Rio de Janeiro, Museu Histórico Nacional, 280 p.

BOYD, W. L. 1991. Museum accountability: laws, rules, ethics, and accreditation. *Curator*, *34*(3): 165-177.

BRADLEY, S. M. 2001. Os objetos têm vida finita? *In*: MENDES, M.; SILVEIRA, L.; BEVILAQUA, F. & BAPTISTA, A. C. N. (eds.). *Conservação: conceitos e práticas*. Editora UFRJ, p. 15-34.

CAMPOS, D. R. B. 1985. Catálogo de fósseis-tipo e figurados das coleções paleontológicas do DNPM . I – Invertebrados. *Série Geologia*, nº 26, Seção Paleontologia e Estratigrafia, nº 1, Ministério das Minas e Energia, Departamento Nacional da Produção Mineral, p. 9-99.

CARVALHO, I. S.; FERNANDES, A. C. S. & SANTOS, V. F. 1999. Educação: a base para preservação do patrimônio fossilífero. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 16, Crato. Sociedade Brasileira de Paleontologia. *Boletim de Resumos*, p. 32-33.

CLARKE, G. 2002. As exposições vistas pelos olhos dos visitantes – a chave para o sucesso da comunicação em museus. *In*: GUIMARÃES, V. F. & SILVA, G. A. (eds.). *Implantação de Centros e Museus de Ciência*. Universidade Federal do Rio de Janeiro, p. 123-127.

COLBERT, E. H. 1958. On Being a Curator. *Curator*, *1*(1): 7-12.

COLBERT, E. H. 1961. Inexpensive racks for the storage of large specimens. *Curator*, *4*(4): 368-370.

COLBERT, E. H. 1965. Old bones, and what to do about them. *Curator*, *8*(4): 302-318.

CONAWAY, M. E. 1978. The roles of the curator in the Natural History Museums. *Curator*, *21*(4): 321-328.

CRADDOCK, A. B. 2001. Controle de temperatura e umidade em acervos pequenos. *In*: MENDES, M.; SILVEIRA, L.; BEVILAQUA, F. & BAPTISTA, A. C. N. (eds.). *Conservação: conceitos e práticas*. Editora UFRJ, p. 65-82.

DIAMOND, J.; BOND, A.; SCHENKER, B.; MEIER, D. & TWERSKY, D. 1995. Collaborative multimedia. *Curator*, *38*(3): 137-149.

FAIRCHILD, T. R.; ANELLI, L. E.; RICARDI-BRANCO, F. & CASSEB, I. C. G. 1999. As coleções e atividades do laboratório de paleontologia sistemática, IG-USP. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 16, Crato. Sociedade Brasileira de Paleontologia. *Boletim de Resumos*, p. 41.

FERNANDES, A. C. S. & FONSECA, V. M. M. 2001. Catálogo de fósseis-tipo e figurados da Coleção de Paleoinvertebrados do Museu Nacional – Rio de Janeiro. *Publicações Avulsas do Museu Nacional*, *86*: 1-60.

FONSECA, M. C. L. 2005. *O Patrimônio em processo: trajetória da política federal de preservação no Brasil*. 2ª ed. Rio de Janeiro. Editora UFRJ, MinC-Iphan, 296 p.

GODOI, V. M. 2002. Cópias em gesso para uma coleção didática ou científica de fósseis. *In*: DUTRA, T. L. (ed.). *Técnicas e procedimentos de trabalho com fósseis e formas modernas comparativas*. Editora Unisinos, p. 51-52.

GOLDFINGER, E. 1992. A new skull for *Prestosuchus*. *Curator*, *35*(2): 144-151.

GRIMALDI, D. 1993. The care and study of fossiliferous amber. *Curator*, *36*(1): 31-49.

GRIMALDI, D. A.; SHEDRINSKY, A.; ROSS, A. & BAER, N. S. 1994. Forgeries of fossils in "amber": history, identification and case studies. *Curator*, *37*(4): 251-274.

GRYNSZPAN, D. 2002. Museologia e Museografia. *In*: GUIMARÃES, V. F. & SILVA, G. A. (eds.). *Implantação de Centros e Museus de Ciência*. Universidade Federal do Rio de Janeiro, p. 325-327.

HENRIQUES, D. D. R.; AZEVEDO, S. A. K.; CARVALHO, L. B.; CARVALHO, A. B. & GALLO, V. 2000. Catálogo de fósseis-tipo da Coleção de Paleovertebrados do Museu Nacional – Rio de Janeiro. *Publicações Avulsas do Museu Nacional*, *81*: 1-25.

JENSEN, J. A. 1961. A new casting medium for use in flexible and rigid molds. *Curator*, *4*(1): 76-90.

KANEL, V. & TAMIR, P. 1991. Different labels – different learnings. *Curator*, *34*(1): 18-30.

KING, S. & PEARSON, C. 2001. Controle ambiental para instituições culturais: planejamento adequado e uso de tecnologias alternativas. *In*: MENDES, M.; SILVEIRA, L.; BEVILAQUA, F. & BAPTISTA, A. C. N. (eds.). *Conservação: conceitos e práticas*. Editora UFRJ, p. 41-64.

KLEIN, C. 2002. Moldes em látex. *In*: DUTRA, T. L. (ed.). *Técnicas e procedimentos de trabalho com fósseis e formas modernas comparativas*. Editora Unisinos, p. 53-54.

MACEDO, A. C. M.; FERNANDES, A. C. S. & GALLO-DA-SILVA, V. 1999. Fósseis coletados na Amazônia pela "Commissão Geológica do Império do Brazil" (1875-1877): um século de história. *Boletim do Museu Nacional, Nova Série, Geologia*, *47*: 1-6.

MacDONALD, R. R. 1991. Developing a Code of Ethics for Museums. *Curator*, *34*(3): 178-186.

MACHADO, D. M. C. & SENRA, M. C. E. 1999. Caráter paleobiológico e geológico de uma coleção paleontológica didático-científica para o curso de Ciências Biológicas. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 16, Crato. Sociedade Brasileira de Paleontologia. *Boletim de Resumos*, p. 61-62.

MARCONATO, L. P. & BERTINI, R. J. 1999. Avaliação preliminar do panorama icnofossilífero nas vias públicas da cidade de São Carlos, SP. Potenciais científico, cultural e didático. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 16, Crato. Sociedade Brasileira de Paleontologia. *Boletim de Resumos*, p. 65.

MARTILL, D. M. 1994. Fake fossils from Brazil. *Geology Today*, May-June 1994, p. 111-115.

MARTILL, D. M.; CRUICKSHANK, A. R. I.; FREY, E.; SMALL, P. G. & CLARKE, M. 1996. A new crested maniraptoran dinosaur from the Santana Formation (Lower Cretaceous) of Brazil. *Journal of the Geological Society*, *153*: 5-8.

MASON, T. 2004. *Gestão museológica: desafios e práticas*. Museologia: Palestras e Debates. Editora da Universidade de São Paulo, British Council, Fundação Vitae, 96 p.

MENDES, M.; SILVEIRA, L.; BEVILAQUA, F. & BAPTISTA, A. C. N. 2001. *Conservação: conceitos e práticas. Introdução*. Editora UFRJ, p. 11-14.

MOITA, J. H. A.; GOMES, L. F. N. & FERREIRA, G. P. 1999. Parque Potycabana: ... viagem ao passado com final no Permiano? *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 16, Crato. Sociedade Brasileira de Paleontologia. *Boletim de Resumos*, p. 72-73.

MOLNAR, R. 1996. The role of natural history/scientific museums: one paleontologist's view. *The Fossil Collector*. Australia, *48*: 18-21.

O'BRIEN, P. J. 1961. Casting in fiberglass. *Curator*, *4*(2): 105-116.

PADIAN, K. 2000. Feathers, fakes, and fossil dealers: how the commercial sale of fossils erodes science and education. http://palaeoelectronica.org/2000_2/editor/padian.htm.

PEARSON, C. 2001. Preservação de acervos em países tropicais. *In*: MENDES, M.; SILVEIRA, L.; BEVILAQUA, F. & BAPTISTA, A. C. N. (eds.). *Conservação: conceitos e práticas*. Editora UFRJ, p. 17-18.

PEREIRA, S. A.; SARAIVA, A. A. F. & SARAIVA, I. C. T. 2001. Proposta didática para o ensino de Paleontologia nos níveis fundamental e médio na região do Cariri. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 17, Acre. Sociedade Brasileira de Paleontologia. *Boletim de Resumos*, p. 188.

RENNES, E. C. 1978. Educational techniques in a Science Museum. *Curator*, *21*(4): 289-302.

RIVARD, P. E. & MILLER, S. 1991. Cataloging collections – erratic starts and eventual success: a case study. *Curator*, *34*(2): 119-124.

SABOURIN, K. J.; FINNAMORE, A. T. & NAGEL, J. 1999. Advances in data capture for museum collections. *Curator*, *42*(3): 245-252.

SARRAF, S. 1999. A survey of museums on the Web: who uses museum websites? *Curator*, *42*(3): 231-243.

SCHRIMPER, G. D. 1973. Hollow casting of fossil skulls in expoxy plastic. *Curator*, *16*(4): 286-305.

SCHWANKE, C.; CARVALHO, A. B.; SAYÃO, J. M.; ALMEIDA, E. B.; TEMPONE, I. F.; SILVA, H. P.; AZEVEDO, S. A. K. & KELLNER, A. W. A. 1999. Reconstituição, moldagem, confecção de réplicas e exposição de fósseis: uma atividade integrativa. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 16, Crato. Sociedade Brasileira de Paleontologia. *Boletim de Resumos*, p.99.

SERENO, P. C.; WILSON, J. A.; LARSSON, H. C. E.; DUTHEUIL, D. B. & SUES, H. D. 1994. Early Cretaceous dinosaurs from the Sahara. *Science*, *265*: 267-271.

SILVA, R. M.; MARTINE, A. M.; ZAMPIROLLI, A. P. & TEIXEIRA, P. G. 2001. Sala das Ciências da Terra "Prof. Dr. Setembrino Petri. Uma contribuição à difusão da Paleontologia no Brasil. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 17, Acre. Sociedade Brasileira de Paleontologia. *Boletim de Resumos*, p. 183.

SOUZA-LIMA, R. & SOUZA-LIMA, W. 1999. Banco de dados paleontológico-geológico: informatização na catalogação de fósseis e afloramentos. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 17, Acre. Sociedade Brasileira de Paleontologia. *Boletim de Resumos*, p. 189.

SOUZA-LIMA, W.; LIMA, R. S.; ANDRADE, E. J.; CARVALHO, I. S.; SANTOS, P. R. S.; LEITE, O. R.; MANSO, C. L. C. & GALM, P. C. 1999. A Fundação Paleontológica Phoenix – preservação, pesquisa e ensino de Paleontologia no Estado de Sergipe. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 16, Crato. Sociedade Brasileira de Paleontologia. *Boletim de Resumos*, p. 113-114.

SQUIRES, D. F. 1966. Data processing and Museum collections: a problem for the present. *Curator*, *9*(3): 216-227.

SQUIRES, D. F. 1970. An information storage and retrieval system for biological and geological data. *Curator*, *13*(1): 43-62.

STOLOW, N. 1966a. The action of environment on Museum objects. Part I: humidity, temperature, atmospheric pollution. *Curator*, *9*(3): 175-185.

STOLOW, N. 1966b. The action of environment on Museum objects. Part II: light. *Curator*, *9*(4): 298-306.

SUES, H. D.; FREY, E.; MARTILL, D. M. & SCOTT, D. M. 2002. *Irritator challengeri*, a spinosaurid (Dinosauria: Theropoda) from the Lower Cretaceous of Brazil. *Journal of Vertebrate Paleontology*, *22*(3): 535-547.

THOMAS, S. 1999. Museums: bridges between popular and academic cultures. *Curator*, *42*(4): 270-273.

VEGA, S. S. 1999. Os museus e seu papel social. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 16, Crato. Sociedade Brasileira de Paleontologia. *Boletim de Resumos*, p. 121-122.

WARD, D. J. 1984. Collecting isolated microvertebrate fossils. *Zoological Journal of the Linnean Society*, *82*: 245-259.

WATERS, B. T. & SAVAGE, D. E. 1971. Making duplicates of small vertebrates fossils for teaching and for research collections. *Curator*, *14*(2): 123-132.

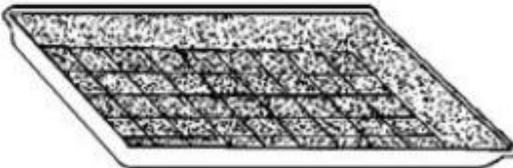
WELLMAN, C. H.; EDWARDS, D. & AXE, L. 1996. Curation of exceptionally preserved early land plant fossils: problems and solutions. *Curator*, *39*(3): 209-216.

WILLIAMS, S. L. & WALSH, E. A. 1989. Developing chemical pest control strategies for museums. *Curator*, *32*(1): 34-69.

WOLF, A. 1981. Open storage for a research collection. *Curator*, *23*(4): 249-254.

WOOD, R. M. & WILLIAMS, S. L. 1993. An evaluation of disposable pens for permanent Museum records. *Curator*, *36*(3): 189-200.

Técnicas de Preparação de Microfósseis

Maria Dolores Wanderley

Neste tópico abordaremos algumas técnicas usadas para separar os microfósseis da matriz rochosa (folhelhos, arenitos, siltitos, carbonatos, *cherts* e margas). São técnicas que visam orientar os que pretendem trabalhar com os microfósseis, incluindo a fase de preparação da amostra.

Inicialmente, chamamos a atenção para a importância da tentativa, ou seja, à medida que fazemos testes e controlamos as variáveis do processo (tempo de exposição a produtos químicos, tempo de decantação, tempo de centrifugação, abertura da malha de peneiras), e mudando essas variáveis quando necessário, certamente iremos aprimorar os resultados. Chamamos a atenção também, para o resultado negativo, ou seja, afirmar que uma amostra não contém microfósseis, às vezes, pode significar apenas que não se usou a metodologia de extração adequada. Por esse motivo, devemos nos ater à essência do método, ir testando e mudando as variáveis caso necessário.

O conhecimento da composição química ou mineralógica do microfóssil, bem como da rocha em que ocorrem, é básico na escolha do método a ser utilizado (tabela 21.1). Normalmente, usam-se reagentes químicos visando destruir os componentes mineralógicos ou orgânicos indesejados e separar ou concentrar os microfósseis. As carapaças são, na sua maioria, calcárias, silicosas, orgânicas e fosfáticas. Os microfósseis fosfáticos não serão aqui abordados.

Conhecer o tamanho dos microfósseis (tabela 21.2) também é importante, pois condiciona tanto os procedimentos de separação, como a escolha do instrumento ótico a ser utilizado em seu estudo. É necessário lembrar que variáveis como mineralogia da rocha, porosidade, idade, grau de diagênese, tipo de estrutura das carapaças também devem ser consideradas.

Tabela 21.1 Composição química das carapaças dos *taxa* mais estudados

Táxon	Calcária	Silicosa	Orgânica	Aglutinada
Foraminíferos	X	X	X	X
Ostracodes	X		X	
Nanofósseis	X			
Calpionelídeos	X			
Tintinídeos			X	X
Macroalgas (fragmentos)	X			
Radiolários		X	X*	
Diatomáceas		X		
Pólens e esporos			X	
Acritarcas			X	
Quitinozoários			X	
Tasmanitídeos			X	
Dinoflagelados	X	X	X	

*(Com sílica)

Tabela 21.2 Tamanho das carapaças dos *taxa* mais estudados

Táxon	Tamanho mínimo		Tamanho da maioria					Tamanho máximo	
	μ	mm	μ	mm		μ	mm	μ	mm
Foraminíferos	100	0,1	62	0,062	a	1 000	1	190 000	190
Ostracodes	300	0,3	150	0,15	a	2 000	2	80 000	80
Nanofósseis	0,25	0,025	1	0,001	a	15	0,015	50	0,05
Calpionelídeos	40	0,04	45	0,045	a	75	0,075	150	0,15
Macroalgas calcárias (fragmentos)	–	–	1 000	1	a	3 000	3	–	
Radiolários	10	0,01	50	0,05	a	250	0,25	2 000	2
Diatomáceas	5	0,005	20	0,02	a	200	0,20	2 000	2
Pólens e esporos	5	0,005	20	0,02	a	40	0,04	>200	>0,2
Acritarcas	5	0,005	20	0,02	a	150	0,15	250	0,25
Quitinozoários	30	0,03	150	0,15	a	300	0,30	2 000	2
Tasmanitídeos	<100	<0,1	–					>600	>0,6
Dinoflagelados	5	0,005	20	0,02	a	150	0,15	2 000	2

Microfósseis Calcários

A. Foraminíferos e Ostracodes

Os foraminíferos e ostracodes são liberados da rocha pelo mesmo processo. Isto se deve ao fato de possuírem carapaça de mesma composição química e tamanho médio aproximadamente iguais. Os foraminíferos são encontrados normalmente em rochas de origem marinha, sendo comuns em folhelhos, arenitos finos e carbonatos. Os ostracodes são comuns em rochas de origem não marinha como folhelhos e também em rochas de origem marinha. O método normalmente utilizado para separá-los da matriz é o de Boltovskoy & Wright (1976) e seu êxito depende fundamentalmente da quantidade de matéria orgânica presente nos interstícios e da porosidade da rocha.

Neste método, utiliza-se o peróxido de hidrogênio (H_2O_2) o qual reage com a matéria orgânica porventura existente na rocha. O ataque com o peróxido visa desagregar a rocha, pela formação de gases (CO_2) que se expandem entre os poros da rocha, promovendo um afrouxamento, e com isso liberando os foraminíferos e ostracodes (figura 21.1A). Em amostras contendo betume é necessário o uso de solvente (diclorometano puro) antes de proceder ao ataque com o peróxido. Em amostras do Recente, quando interessa preservar o protoplasma do organismo, é aconselhável não utilizar o peróxido de hidrogênio, pelo menos em alta concentração.

Quando a rocha é carbonática, com pouca ou nenhuma matéria orgânica e a porosidade é baixa, fica difícil separar os foraminíferos e ostracodes da matriz. Lethiers & Crasquin-Soleal (1988) propõem o uso do ácido acético para liberá-los, entretanto, o tratamento é muito demorado. Moura *et alii* (1996;1999) propõem um método alternativo para extrair esses microfósseis calcários de rochas carbonáticas usando ácidos clorídrico e acético em baixas concentrações e tempo de reação controlado. O melhor resultado foi obtido com ácido clorídrico 0,1 M que mostrou um aumento de quase oito vezes no número de testas extraídas quando comparado ao método do peróxido de hidrogênio.

Liberados os microfósseis, procede-se à separação mecânica lavando-se a amostra sob jato de água e detergente em peneiras superpostas com malhas de 1 mm e de 0,062 mm (figura 21.1B). A malha de 1 mm retém partículas maiores que normalmente não inte-

ressam. A malha de diâmetro 0,062 mm retém a maioria dos foraminíferos e ostracodes, além de outras partículas, como, por exemplo, grãos de quartzo, sendo necessária uma triagem da amostra sob lupa binocular em etapa posterior. O uso de detergente tem como finalidade limpar melhor a amostra, liberando os resíduos ao máximo.

O tamanho apresentado pela maioria dos foraminíferos e ostracodes fósseis e recentes varia entre os diâmetros das malhas acima citadas (0,062 mm e 1 mm). Os grãos retidos na malha de maior diâmetro são descartados, os foraminíferos e ostracodes devem passar por ela e ficar retidos na malha de menor diâmetro. Entretanto, é aconselhável, antes do peneiramento, observar um pouco da amostra sob lupa para verificar o tamanho aproximado do maior exemplar desses microfósseis e mudar, se necessário, o diâmetro da malha maior.

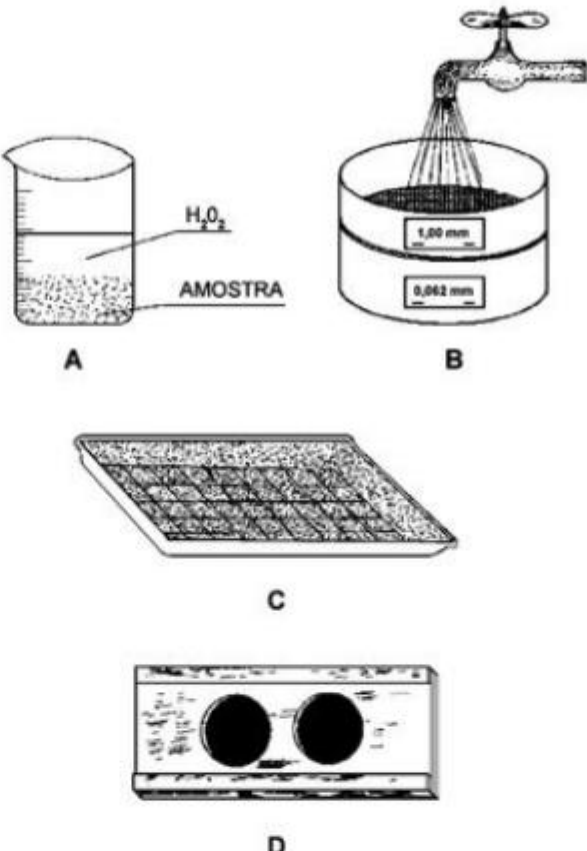



Figura 21.1 Material utilizado na preparação de microfósseis (foraminíferos e ostracodes). (A) Ataque da amostra com peróxido de hidrogênio para desagregação. (B) Tipos de peneiras com diâmetros de malhas mais utilizados na separação mecânica. (C) Bandeja para triagem. (D) Célula para armazenamento.

O diâmetro de abertura das malhas é padronizado segundo o país fabricante e foi estabelecido visando ao uso em sedimentologia. Não havendo peneiras padronizadas disponíveis, pode-se usar uma malha de ***nylon*** de alta qualidade bem colada em uma armação rígida. O diâmetro de abertura da malha pode ser medido em um microscópio contendo escala micrométrica.

Para evitar contaminação entre amostras diferentes é necessário lavar bem as peneiras ao término da preparação de cada amostra, escovando-as com água corrente e sabão várias vezes e, depois, mergulhando-as em uma solução contendo azul de metileno. Após todo esse procedimento, se ainda restar alguma carapaça presa na malha, ela ficará corada de azul, e será identificada, nas amostras seguintes, como material exógeno.

Quando se quer preservar o protoplasma dos indivíduos, em estudo de foraminíferos do Recente, é necessário que durante a coleta o sedimento seja colocado em uma solução contendo 1 g do corante Rosa Bengala + 5 ml de fenol + 100 ml de água destilada (Ellison & Nichols, 1970).

Preparação da amostra

1 – Tritura-se a rocha com auxílio de graal e pistilo ou mesmo martelo, se estiver muito endurecida. Quando os ostracodes e foraminíferos são grandes e visíveis a olho nu, aconselha-se não triturar muito para não danificá-los.

2 – Pesa-se a amostra (60 g quando se dispõe de muito material). Em caso de amostras do Quaternário passar diretamente ao item 4.

3 – Cobre-se a amostra com H_2O_2 (peróxido de hidrogênio) 130 volumes (35%) por aproximadamente 2 h. Havendo muita reação, repetir o ataque (figura 21.1A). Em amostras contendo betume, é necessário, antes do ataque com o peróxido, cobrir a amostra com um solvente (diclorometano puro) e colocar no ultrassom, por cerca de 20 minutos, repetindo por três vezes a operação.

4 – Lava-se a amostra sob água corrente usando detergente e peneiras como indicado na figura 21.1B. Quando o tamanho dos foraminíferos e ostracodes for maior que 1 mm, deve-se mudar o diâmetro da malha maior.

5 – Seca-se a amostra em estufa a 60ºC. É importante retirar a amostra da estufa logo que esteja seca, para que não toste os microfósseis, quebrando-os.

6 – Procede-se à triagem sob lupa binocular.

Para estudos quantitativos em foraminíferos é aconselhável estudar cerca de 300 indivíduos, número considerado representativo de uma associação fossilífera. Quando estes organismos são muito abundantes é necessário haver um quarteamento da amostra, quantas vezes necessário, de modo que o quarto final tenha aproximadamente 300 indivíduos. Conta-se apenas os indivíduos presentes no último quarto. O número total de indivíduos da amostra é estimado multiplicando-se os indivíduos contados pelo número de quartos.

Para triagem, sob lupa binocular, utiliza-se bandeja apropriada (figura 21.1C) onde a amostra é colocada e de onde são pinçados os foraminíferos e ostracodes para células-porta-foraminíferos (figura 21.1D), onde serão estudados e posteriormente armazenados.

B. Nanofósseis Calcários

Os nanofósseis calcários são abundantes em rochas de origem marinha e de granulometria fina, tais como folhelhos e arenitos finos. Sua separação da matriz se dá por processo físico de decantação e consiste em separar as diminutas placas que constituem seus esqueletos, os nanolitos, cujo tamanho varia entre 0,25 e 50 µm do restante dos grãos. O processo de separação dos nanofósseis calcários é dos mais simples e de baixo custo.

Preparação da amostra

1 – Separa-se uma pequena quantidade de rocha previamente triturada (1 g) em um saco plástico resistente.

2 – Coloca-se água destilada e massageia-se até formar uma solução turva.

3 – Entorna-se esta solução em um tubo de ensaio (pode-se acrescentar um pouco mais de água destilada até ¾ do tubo) e mexe-se com um canudo plástico.

4 – Repouso de aproximadamente 5 minutos.

Preparação da lamínula

Os procedimentos especificados a seguir devem ser realizados numa placa previamente aquecida a 60ºC:

1 – Após os cinco minutos de repouso, coletam-se aproximadamente 3 gotas do sobrenadante.

2 – Espalham-se uniformemente as gotas do sobrenadante sobre a lamínula previamente aquecida, adicionando, se precisar, algumas gotas de água destilada, deixando secar. A lamínula está pronta.

Preparação da lâmina

Os procedimentos especificados a seguir devem ser realizados sobre uma placa previamente aquecida a 60ºC em uma capela:

1 – Com um bastão de vidro, coloca-se uma pequena quantidade de Bálsamo do Canadá sobre a lâmina, espalhando uniformemente, onde posteriormente será colada a lamínula.

2 – Espera-se o ponto ideal para colar a lamínula, que é dado quando o bálsamo solta um fio quando tocado por um palito.

3 – Coloca-se a lamínula (o lado contendo sedimento) sobre o bálsamo, fazendo uma leve pressão com uma rolha de cortiça para expulsão das bolhas de ar.

4 – Espera-se a lâmina já montada esfriar. Para retirar o excesso de bálsamo, mergulha-se a lâmina em um recipiente com álcool por um breve tempo.

5 – Com o bálsamo amolecido, limpa-se a lâmina com papel absorvente fino. O bálsamo mais resistente é retirado com lâmina cortante tipo "Gillete".

6 – Escrevem-se os dados de identificação na lâmina com uma caneta *nanquin*, cobrindo com esmalte transparente. A lâmina está pronta.

Quando se preparam amostras para estudos quantitativos é importante partir sempre da mesma quantidade de material, ou seja, do mesmo peso de sedimento (1 g) e do mesmo número de gotas do sobrenadante sobre a lamínula, que devem ser espalhadas homogeneamente. Este procedimento não garante uma perfeita homogeneização, mas apenas um resultado aproximado. Métodos proposto por Wei (1988) e outros autores, para contagem absoluta de espécies, são muito demorados, tornando-se impraticáveis, entretanto, o cálculo da abundância absoluta das espécies tem se revelado mais simples do que pensava-se, e novas propostas vêm surgindo: 300 campos de visão (Antunes, 1995); 120 campos de visão (Styzen, 1997); 30 campos de visão (Jeremiah, 1996). Isto se deve ao fato de que a homogeneização do procedimento durante o processo é tão importante quanto o próprio método utilizado. Muitas vezes, na contagem de indivíduos em zonas acme, usam-se estimativas; isto implica em que o trabalho de contagem deve ser realizado do início ao fim pelo mesmo especialista. O mesmo raciocínio deve ser feito para as outras etapas, desde o método de preparação, lembrando-se sempre que há variáveis nas amostras que devem ser avaliadas.

Como a essência do processo é decantar a fração com tamanho entre 0,25 µm e 50 µm, a granulometria da rocha vai interferir e determinar o tempo de decantação. Se após cinco minutos de repouso sugeridos, a solução ainda estiver muito turva (caso de sedimentos muito finos) pode-se decantar por mais 2 ou 3 minutos. Quando a decantação se dá em menos de cinco minutos (caso de sedimentos mais grossos), a coleta do sobrenadante deve ser feita aos três ou quatro minutos de decantação. É aconselhável fazer testes, observando ao microscópio se a lâmina está com uma boa concentração de nanofósseis.

Para observação dos nanofósseis calcários é necessário um microscópio petrográfico com aumento mínimo de 400 vezes. O aumento ideal para estudo é de aproximadamente 1.200 vezes.

Devem ser identificados e contados os nanofósseis presentes em 300 campos de visão. Alguns autores, como Jeremiah (1996) e Styzen (1997), propõem respectivamente a leitura de 30 e 120 campos de visão. Entretanto, testes têm revelado que estes números são insuficientes para abranger as espécies presentes tanto qualitativa quanto quantitativamente.

C. Calpionelídeos e Macroalgas Calcárias

Os calpionelídeos ocorrem tipicamente em calcários marinhos micríticos ou em calcários margosos. Em condições favoráveis podem ser isolados de sedimentos margosos, mas os trabalhos estratigráficos de rotina dependem inteiramente de seções petrográficas delgadas. As macroalgas calcárias são encontradas principalmente em rochas carbonáticas marinhas e não marinhas e também são estudadas em seções petrográficas delgadas.

Microfósseis Silicosos – Radiolários

Os radiolários podem ser preservados em sedimentos e em diversos tipos de rocha de origem marinha. Os diferentes métodos para isolá-los da rocha levam em consideração a mineralogia do esqueleto e a natureza do sedimento ou rocha. A avaliação do método a ser utilizado deve ser caso a caso. O ideal é usar o mínimo de etapas possível para evitar a quebra dos esqueletos, o que deve ser feito, desde que garanta a extração e a perfeita limpeza dos mesmos. Às vezes, só água é suficiente para liberá-los (etapas 1 e 2). A cada etapa o material deve ser examinado sob a lupa para verificação.

Se a rocha a ser preparada tiver indícios de calcificação, não é aconselhável usar o ácido clorídrico (HCl), ou seja, deve ser eliminada a etapa 4.

O procedimento abaixo explicado é indicado para sedimentos inconsolidados e pouco litificados. Quando os sedimentos estão muito litificados, é necessário haver uma trituração prévia. A quantidade de material recomendada é de aproximadamente 30 g.

Preparação da amostra

1 – Colocar o sedimento em um bécher com água e aquecer em placa aquecedora.

2 – Lavar o sedimento sob jato d'água em peneira de diâmetro 0,044 mm.

3 – Colocar o resíduo em um bécher com peróxido de hidrogênio (H_2O_2) para eliminar a matéria orgânica.

4 – Lavar em peneira de malha de diâmetro 0,044 mm.

5 – Colocar o material em um bécher com ácido clorídrico (HCl) para eliminar os microfósseis calcários.

6 – Lavar.

7 – Por o resíduo em um bécher e adicionar 4 a 5 gotas de hexametafosfato de sódio (um antifloculante).

8 – Lavar.

9 – Colocar o resíduo em um bécher com água e levar ao ultrassom por 5 a 10 segundos no máximo, visando eliminar argilas que possam estar aderidas ou preenchendo os esqueletos.

10 – Lavar.

11 – Secar o resíduo na estufa com temperatura aproximada de 70ºC.

Observar o resíduo sob lupa para verificar se há radiolários em abundância. O número aconselhável para estudos quantitativos é de 300 indivíduos. Quando há uma quantidade de indivíduos superior a este número procede-se a um quarteamento da mesma forma como nos foraminíferos e ostracodes (ver item correspondente) ou prepara-se uma lâmina para ser observada ao microscópio ótico, modificando o procedimento a partir da etapa 8. A observação ao microscópio ótico possibilita a visualização de estruturas internas o que facilita a identificação das espécies. A seguir apresenta-se o método para preparação da lâmina.

Preparação da lâmina

1 – Depois de submeter o material ao ultrasom e lavá-lo em peneira de diâmetro 0,044 mm, homogeneizar com bastão de vidro e retirar uma fração do sobrenadante com uma pipeta.

2 – Coletar aproximadamente 3 gotas em uma lâmina sobre placa aquecedora e deixar secar.

3 – Colocar Bálsamo do Canadá em uma lamínula sobre placa aquecedora.

4 – Colar a lamínula à lâmina e deixar secar por aproximadamente uma semana.

5 – Retirar o excesso de bálsamo com álcool.

6 – Escrever os dados de identificação na lâmina usando caneta *nanquin*. A lâmina está pronta.

O uso do Bálsamo do Canadá é preferível, pois as lâminas com ele montadas são mais duradouras. Entretanto, é aconselhável para material do Cenozoico, cujo índice refrativo das carapaças é menor. Para radiolários do Mesozoico, geralmente transformados em quartzo, o índice refrativo do meio de montagem deve ser levemente diferente do quartzo (n = 1,54). Nesse caso, podem ser usados Neo-Entellan, Hyrax ou Clearmount (De Wever *et alii*, 2001).

Para extrair radiolários de rochas com matriz silicosa como *cherts*, Pessagno & Newport Jr. (1972) apresentam uma outra técnica. A técnica proposta por estes autores utiliza o ácido fluorídrico e foi bem sucedida porque a sílica das carapaças dos radiolários não é dissolvida com este ácido por ser mais estável que aquela que compõe a matriz do *chert*.

A visualização de estruturas internas dos radiolários é facilitada fazendo-se cortes dos esqueletos. De Wever *et alii* (2001) apresentam uma técnica para obter essas microsseções.

Microfósseis Orgânicos – Palinomorfos

Os palinomorfos incluem todos os organismos encontrados nos resíduos insolúveis aos ácidos inorgânicos, provenientes de tratamentos de sedimentos de diferentes períodos geológicos, sejam pólens, esporos, acritarcas, quitinozoários, tasmanitídeos ou dinoflagelados. São abundantes em rochas de cor escura como folhelhos negros e sua quantidade na rocha pode ser prevista grosseiramente em função da cor e da litologia. A quantidade é maior em sedimentos sílticos finos, diminuindo nas argilas e nos sedimentos de granulação mais grossa. Dado a constituição orgânica das carapaças, os sedimentos de cores verde, vermelha e branca, que sofreram algum grau de oxidação, são estéreis ou contêm muitos poucos palinomorfos. Os de cor cinza-escuro a preta apresentam-se bem mais ricos. Rochas de origem marinha e continental podem conter palinomorfos.

Para separação dos palinomorfos, os métodos utilizados variam de acordo com a litologia, profundidade, idade, presença de óleo na amostra e resistência diferencial dos pólens e esporos da rocha. Essas variáveis influem nas reações químicas e, dependendo do tratamento utilizado, pode-se concentrar mais ou menos, os palinomorfos.

Todos os métodos visam eliminar, da melhor forma possível, os constituintes mineralógicos e orgânicos indesejados por meio de reagentes químicos, dissolvendo-os, ou separando-os por meios físicos, tais como centrifugação e peneiramento, para obter um resíduo final rico em palinomorfos.

O tratamento de amostras envolve operações com reagentes químicos tóxicos, cáusticos e voláteis, sendo recomendado o uso de exaustor. O método aqui apresentado é melhor detalhado em Uesugui (1979).

Em amostras recentes inconsolidadas, os palinomorfos são separados por decantação, sem qualquer ataque químico. Procedimentos específicos para separar palinomorfos de sedimentos do Quaternário são apresentados por Ybert *et alii* (1992) e Uesugui (1979).

Preparação da amostra

A parte intemperizada da amostra deve ser removida antes de iniciar o processo, pois a oxidação destrói a matéria orgânica.

1 – Desagregação e peneiramento

A fragmentação da rocha deve ser feita com martelo, dentro de sacos plásticos. Posteriormente, passa-se o material fragmentado em peneiras com malha de diâmetro de 2 mm. Os fragmentos grossos são retirados e novamente fragmentados. A pulverização da amostra deve ser evitada, pois ocasiona a quebra dos palinomorfos.

2 – Pesagem

Como foi visto anteriormente, o peso inicial da amostra varia em função da litologia. Uesugui (1979) sugere a seguinte pesagem:

Folhelhos e argilas escuros, carvões e turfas .... 10 a 20 g
Folhelhos e siltitos cinza-claro .... 20 a 30 g
Calcários .... 30 a 40 g
Anidrita e sais .... 40 a 50 g

A etapa seguinte consiste na eliminação dos componentes mineralógicos da rocha.

3 – Ataque aos carbonatos

O ácido clorídrico (HCl) a frio é usado para eliminar a calcita. Para a dolomita, usa-se o ácido clorídrico à quente. Recomenda-se o uso de placa aquecedora.

- Adiciona-se ácido clorídrico (HCl) 37% à amostra, lentamente, e espera-se a reação. Se esta for intensa, borrifa-se álcool para quebrar a tensão. Caso continue a haver reação, após alguns segundos, adiciona-se mais ácido clorídrico.
- Cessada a reação, a amostra deve ser aquecida por 15 min em placa aquecedora. Posteriormente, a amostra deve ser lavada três vezes, ou até a total remoção dos sais de cálcio.

A lavagem da amostra implica em uma centrifugação por cinco minutos a 2 600 rpm, decantação, adição de água, agitação e nova centrifugação.

4 – Ataque aos silicatos

O ácido fluorídrico (HF) a 40% é utilizado para remover os silicatos da amostra.

- A amostra deve ser colocada em tubo ou copos de polipropileno, pois o ácido fluorídrico corrói o vidro.
- O ácido deve ser adicionado aos poucos, evitando-se o contato com os vapores. A reação do ácido com os silicatos (principalmente as argilas) é extremamente violenta e exotérmica, chegando a ferver à temperatura ambiente.
- O tempo de reação é de duas horas, quando utiliza-se o ácido à quente, sob uma placa aquecedora. A destruição dos silicatos também se processa, deixando-se a amostra reagir com o HCl, a frio, por uma noite (12 horas).
- Quando há muito material grosso na amostra, recomenda-se, antes de proceder a etapa seguinte, colocar o material para decantar seguindo o método explicado mais adiante.

5 – Ataque aos componentes orgânicos não desejados

As técnicas de preparação palinológicas geralmente separam uma quantidade expressiva de matéria orgânica não desejável, tais como tecidos de plantas e animais, além de cutículas de plantas de origem incerta.

Uesugui (1979) aborda alguns processos para diminuir ou eliminar essa matéria orgânica indesejável e aumentar a concentração dos palinomorfos. Dentre tais processos estão a acetólise e a oxidação. A acetólise destrói a celulose e é utilizada tanto em amostras de sedimentos recentes quanto em amostras de rochas.

Para fazer a solução de acetólise, coloca-se uma parte de ácido sulfúrico para nove partes de anidrido acético, colocando-se, primeiro, o ácido sulfúrico e depois o anidrido acético. A reação é bastante exotérmica.

A amostra deve ser desidratada previamente com ácido acético glacial, adicionando-se, em seguida, a solução de acetólise, gradativamente, pois também neste caso a reação é exotérmica. Deixa-se reagir por cinco minutos, lava-se a amostra com ácido acético glacial duas vezes e, posteriormente, lava-se com água destilada.

A oxidação é um processo utilizado na preparação de amostras quando há matéria orgânica em avançado estado de carbonificação, em forma de carvão ou linhito inalterado. Os reagentes oxidantes utilizados são: ácido nítrico, clorato de sódio ou potássio, cloreto de sódio e água oxigena-

da em diversas proporções, formando soluções específicas que recebem nomes diversos.

Solução de Shulze

– Colocar sobre a amostra três partes de ácido nítrico para uma parte de solução supersaturada de clorato de potássio. Quando a amostra é muito rica em matéria orgânica e a percentagem de clorato ultrapassar 30% do peso total da amostra, usa-se apenas algumas gotas do clorato de potássio, pois a reação pode ser violenta, havendo perigo de explosão. Dependendo da idade das amostras, a concentração do ácido nítrico deve variar. As mais usadas são as seguintes:

Plioceno e Mioceno – ácido nítrico a 35%

Eoceno e Paleoceno – ácido nítrico a 40%

Cretáceo – ácido nítrico a 45%

Paleozoico – ácido nítrico a 67%

A água oxigenada é também um agente oxidante, clareador e dispersante muito útil na oxidação de amostras escuras com alto grau de carbonificação, como turfas.

Hansen & Gudmundsson (1979) propõem um método alternativo para eliminar a matéria orgânica, alegando serem os métodos tradicionais insatisfatórios, tanto por danificar os microfósseis, como por não serem muito efetivos. Propõem que, após os ataques com HCl e HF, cubra-se a amostra com álcool. Os microfósseis por serem partículas ocas, ao contrário das demais partículas orgânicas, absorvem o álcool diferenciadamente, e separam-se por decantação.

6 – Separação dos palinomorfos do restante do resíduo

Separação por decantação

Após o final do tratamento químico os grãos de tamanho muito fino que não foram eliminados são separados dos palinomorfos (mais pesados) por densidade.

– Coloca-se o resíduo em vidro de estocagem.
– Adiciona-se uma solução de metafosfato de sódio a 1%, agita-se e deixa-se em repouso por uma hora para decantar.
– Transfere-se o sobrenadante escuro para outro vidro e repete-se a operação até que este fique claro.

Quando há material de granulometria grossa na amostra e os grãos tamanho areia e outros componentes mais pesados não foram eliminados durante o ataque químico, segue-se, normalmente após o uso do ácido fluorídrico, o procedimento abaixo explicado.

– Coloca-se a amostra em um bécher de 250 mL.
– Enche-se o bécher com água, deixando em repouso por 1 minuto.
– Transfere-se o material em suspensão para outro bécher, desprezando-se a parte sedimentada.
– Repete-se a operação por duas ou três vezes.

Separação por centrifugação controlada

A centrifugação controlada abrevia o tempo de decantação da amostra. Usando-se a velocidade apropriada é possível separar as partículas muito finas dos palinomorfos, mais pesados. Procede-se à centrifugação, fazendo-se testes para estabelecer a rotação mínima necessária, em um minuto, para que a fração muito fina fique em suspensão e os palinomorfos se sedimentem.

Referências

ANTUNES, R. L. 1997. *Introdução ao estudo dos Nanofósseis Calcários*. Instituto de Geociências, Série Didática, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 115 p.

BOLTOVSKOY, E. & WRIGHT, R. 1976. *Recent Foraminifera*. Dr. W. Junk b.v. Publishers, The Hagne, 515 p.

De WEVER, P.; DUMITICA, P.; CAULET, J. P.; NIGRINI, C. & CARIDOIT, M. 2001. *Radiolarians in the Sedimentary Record*. Overseas Publishers Association. The Netherlands, 533 p.

ELLISON, R. L. & NICHOLS, M. M. 1970. Estuarine foraminifera from the Rappahannock River, Virginia. *Contributions from the Cushman Foundation for Foraminiferal Research, 13*: 231-241.

HANSEN, J. & GUDMUNDSSON, L. 1979. A method for separating acid-insoluble microfossils from organic debris. *Micropaleontology, 25*(2): 113-117.

JEREMIAH, J. 1996. A proposed Albian to lower Cenomanian nanofossil biozonation for England and the North Sea Basin. *Journal of Micropaleontology, 15*: 97-129.

LETHIERS, F. & CRASQUIN-SOLEAL, S. 1988. Comment extraire les microfossiles à tests calcitiques des roches calcaires dures. *Revue de Micropaleontologie, 31*(1): 56-61.

MOURA, J. C.; SOUSA, F. P.; WANDERLEY, M. D. & RIOS-NETTO, A. M. 1996. An alternative method for extracting calcareous microfossils from carbonatic rocks. *Anais da Academia Brasileira de Ciências, 68*(2): 268-269.

MOURA, J. C.; RIOS-NETTO, A. M.; WANDERLEY, M. D. & SOUSA, F. P. 1999. Using acids to extract calcareous microfossils from carbonatic rocks. *Micropaleontology, 45*(4):429-436.

PESSAGNO, E. A. & NEWPORT Jr., R. L. 1972. A technique for extracting Radiolaria from radiolarian cherts. *Micropaleontology, 18*(2): 231-234.

STYZEN, M. J. 1997. Cascading counts of nannofossil abundance. *Journal of Nannofossil Research, 19*(1): 49.

UESUGUI, N. 1979. Palinologia: Técnicas de Tratamento de Amostras. *Boletim Técnico da PETROBRAS, 22*(4): 229-240.

WEI, W. C. 1988. A new technique for preparing quantitative nannofossil slides. *Journal of Paleontology, 62*(3): 472-473.

YBERT, J. P.; SALGADO-LABOURIAU, M. L.; BARTH, O. M.; LORSCHEITTER, M. L.; BARROS, M. A.; CHAVES, S. A. M.; LUZ, C. F. P.; RIBEIRO, M.; SCHEEL, R. & VINCENTINI, K. F. 1992. Sugestões para padronização da metodologia empregada em estudos palinológicos do Quaternário. *Revista Instituto de Geociências, São Paulo, 13*(2): 47-49.

22

Fósseis: Coleta e Métodos de Estudo

Pedro Henrique Nobre
Ismar de Souza Carvalho

Após a descoberta de um fóssil, o primeiro desafio de um paleontólogo, consiste em sua retirada do campo e preparação em laboratório. Estas duas etapas iniciais são muitas vezes extremamente delicadas e especializadas, tomando por sua vez um longo tempo do pesquisador, ao preparar o material para estudo.

Não existe uma técnica formal e exata para a preparação de fósseis, e no Brasil não se encontra no mercado equipamentos destinados e fabricados exclusivamente para este fim. Estes objetos são na maioria das vezes adaptados de outras áreas técnicas como odontologia, construção civil e materiais utilizados por restauradores de objetos de arte. A criatividade e o conhecimento de uma grande variedade destes objetos, através de catálogos e a própria observação direta em lojas especializadas de produtos expostos em vitrines, permitem ao técnico preparador escolher o melhor método a ser utilizado em determinado fóssil.

Este capítulo tem como objetivo apresentar algumas técnicas ou procedimentos mais comuns, bem como instrumentos e equipamentos que possam auxiliar o paleontólogo na tarefa de coleta e preparação de fósseis. Vale lembrar que um pequeno fóssil destruído pode representar uma grande perda para a reconstituição da história da vida.

Prospecção e Coleta de Fósseis

São inúmeros os procedimentos, tanto para encontrar como para retirar o fóssil da rocha ou sedimento. As técnicas vão variar dependendo do objetivo do pesquisador, do tempo disponível, do local e natureza do sedimento.

Sair à procura de fósseis sem um planejamento prévio pode se transformar em um verdadeiro fracasso, além de ser extremamente dispendioso. O pesquisador, antes de ir ao campo e após definir os locais de prospecção, deverá realizar uma vasta revisão bibliográfica e análise de mapas, obtendo o máximo de informações possíveis a respeito da geologia local e dos fósseis já encontrados na região. A partir deste estudo prévio o paleontólogo poderá otimizar a procura dos fósseis e definir quais os equipamentos e tempo necessários para o trabalho de campo (figura 22.1).

Escolhido o local para prospecção, o pesquisador deverá extrair o maior número possível de informações sobre a geologia da área em estudo. Para isso deverá esboçar um perfil do afloramento em questão e uma descrição do sedimento ou rocha sedimentar da localidade fossilífera. Essas informações são essenciais para que se possa interpretar o paleoambiente, além de contribuir para a compreensão da evolução geológica de uma área ou bacia sedimentar.

Figura 22.1 Prospecção de fósseis: (A) Trabalho de coleta de fósseis em rochas sedimentares à margem do Rio Acre desenvolvido pela Universidade Federal do Acre. (B) Coleta em rochas da Formação Adamantina, Estado de São Paulo, realizada pela Universidade Federal do Rio de Janeiro (Departamento de Geologia).

O posicionamento preciso do local de prospecção torna-se também um assunto de grande importância, permitindo aos pesquisadores retornarem exatamente ao local descrito, além de contribuir para a confecção de mapas geológicos e estudos de correlações estratigráficas. Para isso, uma boa descrição das localidades incluindo nome de municípios, fazendas, estradas, quilometragens, pontos de referência e uso do GPS tornam-se fundamentais. Quanto mais detalhado os dados obtidos no campo, melhores serão as informações para as análises e interpretações posteriores.

A. Coleta em Afloramentos

As rochas sedimentares cobrem cerca de dois terços do território brasileiro, representando períodos de tempo que vão desde o Pré-Cambriano até os dias atuais. Estas rochas são formadas pelo acúmulo de sedimentos, em grandes depressões da crosta conhecidas como bacias sedimentares. Influenciadas pela dinâmica constante de movimentação da crosta, parte destas rochas se expõe, formando então pequenas elevações ou até mesmo grandes montanhas. Estas exposições, além daquelas resultantes dos cortes de estradas, túneis, margens de rios e falésias litorâneas, são conhecidas como afloramentos e neles são coletados a maioria de macrofósseis existentes hoje.

Em muitas situações os fósseis estão visíveis nos afloramentos, bastando-se seguir os procedimentos corretos de escavação e preparação para o posterior transporte. Geralmente os fósseis encontram-se fragmentados, desarticulados e aderidos à rocha matriz, sendo necessário que o pesquisador tenha noção do conteúdo fossilífero exposto antes de começar a escavação. A confecção de desenhos esquemáticos e fotografias da posição dos fósseis no afloramento são de grande importância, auxiliando nos trabalhos de preparação em laboratório, em estudos tafonômicos, e outras interpretações futuras. Uma boa técnica para se registrar a escavação é a demarcação da área em quadrantes numerados e de tamanho regular, variando de acordo com a dimensão da área a ser escavada. Todo material coletado deve ser registrado em caderneta de campo onde são anotados o nível estratigráfico, a litologia do local de ocorrência, a orientação do fóssil na rocha e outros elementos que possam estar associados a ele.

A retirada do material do afloramento é um procedimento que requer cuidados e paciência. Muitas vezes é necessária a formação de uma trincheira ou degrau possibilitando o acesso ao fóssil em um plano vertical (figura 22.2), facilitando a visualização e os trabalhos de escavação.

Em um plano horizontal, não sendo possível a formação destas trincheiras ou degraus, a rocha matriz deverá ser recortada com a utilização de cinzéis e marretas, respeitando-se uma distância segura do material, evitando sua fragmentação (figura 22.3). Quanto maior a quantidade de rocha matriz envolvendo o fóssil, maior será a segurança no momento do transporte (figura 22.4).

Figura 22.2 Remoção de blocos de rocha para formação de trincheiras durante uma escavação em Monte Alto, Estado de São Paulo.

Figura 22.3 Escavação de fósseis em plano horizontal. Afloramento da Formação Itapecuru (Bacia do Parnaíba, Cretáceo Inferior) no Estado do Maranhão.

B. Peneiramento

O peneiramento de sedimentos, para procura de fósseis (figura 22.5) é uma das técnicas mais difundidas na paleontologia e pode ser utilizada tanto no campo quanto no laboratório. Existe hoje uma grande variedade de métodos empregados no peneiramento de sedimentos, porém todos seguem um princípio básico, que é o fracionamento de sedimentos por tamanho facilitando a visualização do material desejado.

Figura 22.4 Retirada de grandes blocos de rocha contendo fósseis da Formação Adamantina (Bacia Bauru, Cretáceo Superior) para preparação em laboratório (Museu de Paleontologia de Monte Alto), em Monte Alto, Estado de São Paulo.

Figura 22.5 Peneiramento de sedimento no campo para posterior triagem em laboratório, em afloramento da Formação Adamantina (Bacia Bauru, Cretáceo Superior). Escavação realizada pela Universidade Federal do Rio de Janeiro (Departamento de Geologia).

A coleta de pequenos fósseis, como escamas de peixe, dentes de vertebrados e pequenos invertebrados, muitas vezes só é possível através do peneiramento e recolhimento do sedimento peneirado para triagem em laboratório ou no próprio local de coleta. Geralmente o peneiramento seguido de lavagem do sedimento torna-se indispensável para remoção de sedimentos indesejáveis. Antes de iniciar o peneiramento, uma pequena quantidade de sedimento deve ser testada a fim de se definir o procedimento correto a ser adotado.

As peneiras podem ser as mesmas utilizadas rotineiramente na construção civil ou fabricadas com diferentes dimensões de malhas. Normalmente são utilizados três tamanhos de malha: a primeira com uma malha mais aberta de aproximadamente 5 mm; a segunda de 2 a 3 mm e a última mais fina de 1 mm; todas trabalhando em conjunto, montadas em um cavalete que permita a movimentação das peneiras. Este procedimento permite a coleta de sedimentos de granulometria diferenciada, facilitando os trabalhos de triagem.

No laboratório, quando desejamos peneirar e lavar sedimentos para separar fósseis muito pequenos, pode-se utilizar peneiras sedimentológicas empregadas em micropaleontologia. Existem vários tamanhos de malhas e podem ser acopladas formando um conjunto, possibilitando a separação em diferentes granulometrias ao mesmo tempo.

C. Coleta em Cavernas

As cavernas calcárias constituem um excelente local para a descoberta de fósseis de vertebrados do Pleistoceno. Porém, a coleta de material é geralmente influenciada pela dificuldade de acesso e locomoção no interior das cavidades, sendo muitas vezes necessária a utilização de equipamentos manuseados por pessoas habilitadas. As técnicas mais especializadas são descritas por Grady (1994), Almeida (2000) e Andrews (1990), que abordam alguns conceitos sobre tafonomia e métodos de escavação em cavernas.

Os fósseis podem ocorrer em sedimentos friáveis, impregnados por calcita ou ainda submersos em cavidades inundadas. Aqueles encontrados em sedimentos friáveis são geralmente de fácil remoção, implicando apenas na retirada do material com instrumentos leves. Os fósseis com impregnação por calcita demandam na maioria das vezes um trabalho pesado, com a utilização de marretas e cinzéis, o qual deve ser realizado por pessoas experientes. Em cavernas inundadas, a coleta de fósseis é extremamente difícil e perigosa, sendo obrigatoriamente realizada por equipes de mergulhadores altamente capacitados. Constitui uma atividade recente na paleontologia e não é executada com frequência no Brasil.

De maneira geral as técnicas de coleta no interior de cavidades calcárias são semelhantes às empregadas em afloramentos de rocha, com as mesmas ferramentas, elaboração de desenhos esquemáticos, fotografias e o peneiramento, que é fundamental para a triagem de pequenos fósseis. O maior problema consiste no transporte das peças para o exterior da caverna; neste caso deve-se proteger os fósseis, através de bandagens de gesso ou plástico que possibilitem um bom acondicionamento dos mesmos.

D. Bandagem de Gesso e Embalagem

No momento de escavação, se o fóssil estiver friável ou consistir em um material frágil e com risco de fragmentação, como um osso longo, por exemplo, é aconselhável envolvê-lo em uma camada de gesso (figura 22.6). Tal procedimento inicia-se engessando a parte exposta do fóssil, posteriormente escava-se a parte inferior virando-o com o gesso para baixo e engessando novamente o material exposto. Forma-se desta maneira um bloco de gesso rígido com o fóssil dentro, evitando sua fragmentação durante o transporte e manipulação. A bandagem de gesso pode ser feita a partir de tiras recortadas de saco de linhagem ou tecido semelhante, embebido em gesso. Uma camada de papel alumínio aplicada diretamente sobre o fóssil e outra de papel higiênico ou papel-toalha o protegem da umidade e confere um amortecimento entre o fóssil e o gesso.

Figura 22.6 Bandagem de gesso envolvendo a rocha e o fóssil para transporte. Formação Itapecuru (Bacia do Parnaíba, Cretáceo Inferior).

Para embalar, além da bandagem de gesso, existem inúmeras possibilidades e materiais utilizados de acordo com a fragilidade apresentada pelo fóssil. O papel higiênico, algodão, jornal, sacos plásticos e fitas adesivas são materiais de fácil aquisição e bastante utilizados no Brasil (figura 22.7). Todas as peças coletadas devem ser numeradas e registradas em caderneta de campo. Lembramos que um fóssil sem referência de localização não possui valor científico.

Preparação de Fósseis

A arte de preparar fósseis, como descreve Silva Santos (1985), é muitas vezes um trabalho delicado que requer habilidade e dedicação. Dependendo da origem do fóssil pode levar meses de intenso trabalho até que esteja pronto para ser estudado ou exposto em museus. O aprendizado e as técnicas são muitas vezes desenvolvidos pelo próprio preparador. A preparação é tão antiga quanto a descoberta de fósseis e vem progredindo a cada ano devido ao avanço da tecnologia.

A preparação de um fóssil requer o conhecimento da anatomia dos organismos em estudo e a compreensão da maneira em que o mesmo foi preservado. Estas condições impõem uma série de limitações nas técnicas disponíveis de preparação. Em geral, o ideal é que a técnica empregada seja a menos destrutiva possível, assegurando assim o menor dano possível ao espécimen fóssil (Feldmann, 1989).

No Brasil são poucas as publicações referentes a esta atividade. Destacam-se o trabalho de Silva Santos (1985), que traz uma excelente abordagem ilustrada e didática das principais técnicas e equipamentos utilizados na preparação de vertebrados fósseis. Em Dutra (2002), há a abordagem das técnicas de preparação e estudo de diversos grupos e categorias fósseis, consistindo em uma grande contribuição para os centros de estudo em paleontologia. Outras publicações como artigos e resumos de congresso, têm sido frequentes, mostrando a multiplicidade de técnicas de preparação química e mecânica desenvolvidas a cada ano e que possibilitam a melhor visualização dos aspectos anatômicos dos organismos extintos.

Figura 22.7 Embalagens plásticas, úteis para transporte de fósseis pequenos.

A. Preparação Mecânica de Fósseis

Grande parte dos fósseis são preparados de forma mecânica, ou seja, sem a utilização de reagentes químicos. Emprega-se para isso uma série de objetos e equipamentos que possibilitam o desgaste (abrasão) ou fratura da rocha matriz.

Os primeiros passos da preparação mecânica consistem na visualização e análise completa do material a ser preparado, onde deverão ser observados o tipo de fossilização, tipo de rocha matriz que envolve o fóssil e o estado de preservação do material. Tal procedimento permite ao preparador, estabelecer as técnicas a serem adotadas.

Após a análise e triagem, é de fundamental importância o registro de todo material em preparação, através de fotografias e desenhos esquemáticos mostrando-se o posicionamento do fóssil na rocha. Este procedimento deverá ser realizado em todas as etapas da preparação, permitindo ao pesquisador conhecer o estado original do fóssil.

Ao se iniciar a preparação de um fóssil é necessária a acomodação do bloco de rocha em uma base estável, impedindo que o mesmo se desloque ou se quebre durante a manipulação. Para isso são utilizados materiais como ceras, resinas, borrachas e gesso, porém o uso do travesseiro de areia é o método mais simples e versátil nos trabalhos de preparação (figura 22.8). Sempre que possível deve-se utilizar na bancada de preparação uma lente de aumento montada em um suporte de tamanho regulável. O tipo de equipamento utilizado dependerá da natureza do material a ser preparado. Nesta etapa vale o bom-senso, habilidade e criatividade do preparador.

Os trabalhos de preparação devem ser realizados de forma cautelosa. A integridade do fóssil resulta da habilidade e paciência, bem como do uso correto dos equipamentos e técnicas pelo preparador.

Preparar um fóssil mecanicamente consiste na remoção completa ou quase completa da rocha matriz que o envolve. Ao final da preparação o fóssil deverá estar livre de sedimentos e resistente a ponto de serem manuseados, estudados e acondicionados em coleções científicas.

Bancada de preparação

Geralmente a preparação de peças maiores, mais grosseiras ou que não requerem muita precisão, são trabalhadas com ferramentas pesadas como cinzéis e martelos sobre bancadas resistentes e grandes. Os trabalhos mais delicados, requerem maior habilidade, uma acomodação adequada e um maior número de objetos e equipamentos sofisticados.

A bancada não precisa ser grande, uma área de trabalho de 120 por 80 cm é mais do que o suficiente para acomodar o fóssil e alguns equipamentos necessários no momento. A altura deve ser a de uma mesa normal, permitindo que se trabalhe sentado e ergonomicamente confortável. Uma lente de aumento de diâmetro aproximado entre 10 e 15 cm montada em uma haste articulável é fundamental para pequenos e delicados fósseis.

Figura 22.8 Travesseiros de areia de vários tamanhos, ideais para acomodação dos fósseis durante a preparação.

A boa iluminação é indiscutivelmente necessária e deve ser, além de natural, complementada por *spots* de lâmpadas frias direcionadas ao material em preparação. A ventilação é outro fator indispensável; a bancada deve ser posicionada próximo a janelas bem ventiladas e ainda complementada com ventiladores e, se possível, exaustores (figura 22.9).

Figura 22.9 Bancada de preparação de macrofósseis no Laboratório de Preparação de Fósseis da Universidade Federal do Rio de Janeiro – Departamento de Geologia.

Principais instrumentos utilizados na preparação

A preparação mecânica consiste basicamente em fraturar, raspar ou desgastar a rocha matriz que envolve o fóssil, sem a utilização de reagentes químicos. Para isso o paleontólogo emprega uma vasta variedade de equipamentos que envolve desde um simples canivete a um sofisticado aparelho de ultrassom. Equipamentos como este são, por sua vez, caros e inviáveis à realidade de muitos laboratórios brasileiros. Geralmente, recorre-se a objetos de baixo custo adaptando-os à preparação dos fósseis. A seguir estão descritos alguns dos principais instrumentos utilizados em um laboratório de paleontologia convencional.

O primeiro equipamento e de fundamental importância está relacionado com a segurança do preparador. Os óculos de proteção contra pequenas lascas de rocha e luvas devem ser usados tanto no campo quanto no laboratório. Ao se trabalhar com brocas ou discos abrasivos que produzam poeira é imprescindível a utilização de uma máscara, pois a maioria das rochas contém sílica, que aspirada com frequência pode causar danos irreparáveis à saúde.

Os cinzéis, mais conhecidos como talhadeiras ou ponteiras, são utilizados com martelos ou marretas para fraturar a rocha matriz. São encontrados em vários tamanhos e seu uso está vinculado à preparação de grandes fósseis, fragmentação de blocos de rocha matriz ou ainda pequenos fósseis, onde a vibração provocada pelo alto impacto não ponha em risco a integridade do material (figura 22.10).

Para limpeza do sedimento acumulado durante a preparação é comum a utilização de trinchas, pincéis de pelo ou seda de tamanhos variados, escovas de *nylon* e bulbos de borracha para soprar (figura 22.11).

Figura 22.10 Marreta, ponteira, cinzel e martelo são amplamente utilizados no campo e no laboratório para remoção de grandes porções de rocha matriz.

Figura 22.11 Trinchas utilizadas na limpeza do fóssil durante a preparação.

Instrumentos odontológicos, estiletes e pinças são indispensáveis e de grande valia na preparação. Agulhas (injeção ou de costura) presas a um cabo de metal ou no lugar de grafites em lapiseiras são excelentes para trabalhos delicados. Devem estar bem afiadas e utilizadas com o máximo de cuidado para não perfurar o fóssil (figura 22.12).

Quanto aos aparelhos de rotação, existem dois modelos: os elétricos e os de ar-comprimido. Os motores elétricos são consideravelmente mais baratos e de bom desempenho, por isto são os comumente disponíveis nos laboratórios. Sua única desvantagem está na preparação de fósseis muito delicados, onde a pequena vibração transmitida da broca à rocha matriz pode fragmentar o fóssil. Os aparelhos de rotação a ar-comprimido são de excelente desempenho, não produzindo vibrações, sendo portanto os mais indicados principalmente para trabalhos delicados (figura 22.13).

Em relação às brocas e discos abrasivos utilizados com os aparelhos de rotação, existe no mercado uma grande variedade de tamanhos, formas e composição. As brocas diamantadas são geralmente mais eficientes em rochas de alto grau de dureza. Os discos são encontrados em vários diâmetros e os de carborundo são os mais utilizados. São baratos, resistentes e de grande ajuda para cortar pequenos blocos de rocha, acelerando os trabalhos de preparação sem transmitir muitas vibrações ao fóssil (figura 22.14).

Figura 22.12 Lupa de mão, pinça, instrumentos odontológicos, agulhas presas a uma haste são normalmente empregadas na preparação de fósseis delicados.

Figura 22.13 Preparação com motor a ar-comprimido, desgastando lentamente a rocha para maior precisão.

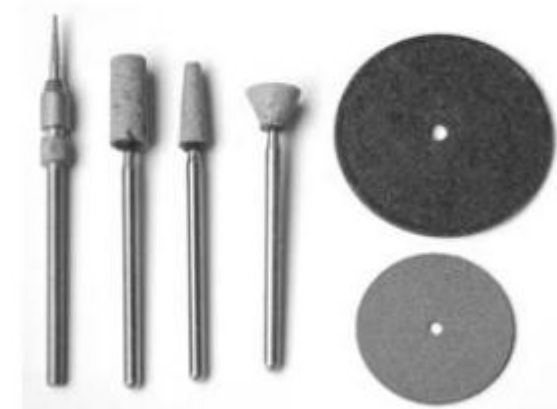



Figura 22.14 Diversos tipos de brocas e discos de carborundo utilizados no desgaste da rocha matriz.

Reparação de peças

Uma das etapas de fundamental importância na preparação de fósseis é o reparo ou colagem das peças. A fragmentação de um fóssil durante os trabalhos de escavação ou preparação em laboratório não consiste em um grande problema ou perda de material, desde que seja devidamente reparado. Existe hoje uma grande variedade de adesivos de forte aderência e durabilidade, permitindo trabalhos de altíssima qualidade e precisão na colagem de peças fragmentadas. Muitos destes produtos são produzidos exclusivamente para restauração de objetos de arte e até mesmo para uso em paleontologia.

Inicialmente temos de diferenciar dois processos básicos na reparação de peças: o de colagem e o de impermeabilização ou endurecimento. O primeiro consiste basicamente em unir fragmentos por meio de adesivos. A impermeabilização ou endurecimento, como o próprio nome já diz, confere ao fóssil uma maior resistência quando este é de natureza friável. Pode ser realizada com os mesmos adesivos utilizados para a união de peças, porém em concentrações mais reduzidas e no estado mais líquido possível, permitindo uma boa penetração. Deve ser aplicada com o pincel ou até mesmo mergulhando o fóssil no adesivo.

Para reparos em peças de tamanho reduzido, os adesivos de secagem rápida do tipo *bonder* têm apresentado excelentes resultados. Seus usos estão cada vez mais difundidos em vários laboratórios de paleontologia, porém alguns cuidados devem ser tomados. Ao se introduzir o adesivo em uma área fragmentada ou apenas uma pequena fissura, deve-se impregnar uma agulha com o adesivo formando uma pequena gota e assim aplicar lentamente na área a ser colada. Este procedimento evita que grande quantidade de adesivo se espalhe por áreas indesejáveis.

Em fragmentos de tamanho médio a grande são utilizados adesivos do tipo araldite, de secagem rápida ou não e facilmente encontrados no mercado. Existem hoje adesivos mais apropriados à restauração de fósseis e obras de arte em geral, à base de PVA e outros plásticos. São de fácil manipulação e encontrados em casas especializadas de restauração. Como exemplo podemos citar o adesivo Paraloide, facilmente diluído em acetona ou acetato de etila, sendo de excelente desempenho na união de peças fragmentadas e impermeabilização.

Um dos problemas, quando da colagem de peças de tamanho avantajado, é a fixação da mesma até a secagem do adesivo. Para isto é de grande utilidade uma caixa de areia, onde possamos equilibrar as peças durante o tempo de secagem e fixação.

Deve-se sempre ter o cuidado de não utilizar adesivos em peças úmidas. Além de diminuir a eficiência, pode ocorrer a perda da transparência do adesivo, deixando-o opaco devido à reação da água com os solventes. A diluição em acetato de etila diminui em muitos casos esta reação.

Trabalhos de Laboratório e Gabinete

O estudo dos fósseis, após a preparação, pode ser realizado através da observação direta, ou por meio indireto, com o auxílio de lupas, tomografia computadorizada, raios X, microscópio eletrônico de varredura, microscópio ambiental e seções delgadas. A seleção da técnica apropriada para estudo está condicionada às características físicas do material, suas dimensões, abundância e objetivos da análise a ser realizada. Em alguns casos, a técnica empregada para estudo pode ser invasiva e/ou destrutiva do material fóssil, em situações como as de análises químicas ou de observação petrográfica.

A. Técnicas Petrográficas

O estudo petrográfico dos fósseis é realizado através de uma seção delgada do espécimen (cerca de 30 µm), o qual é colado sobre uma lâmina de vidro e geralmente observado em microscópio de luz transmitida, luz polarizada ou de luz refletida. No caso do microscópio de luz polarizada há a possibilidade de identificação mineral e análises microestruturais. A petrografia dos fósseis é uma técnica destrutiva, já que conduz ao corte e destruição de parte do fóssil. É empregada comumente no estudo de radiolários, moluscos (Carter & Ambrose, 1989) e de troncos vegetais permineralizados (Mussa, 1978), como apresentado na figura 22.15. Os procedimentos detalhados para a confecção de lâminas destinadas ao estudo petrográfico pode ser encontrado em Merlotti & Rosa (2002) e Wells (1989).

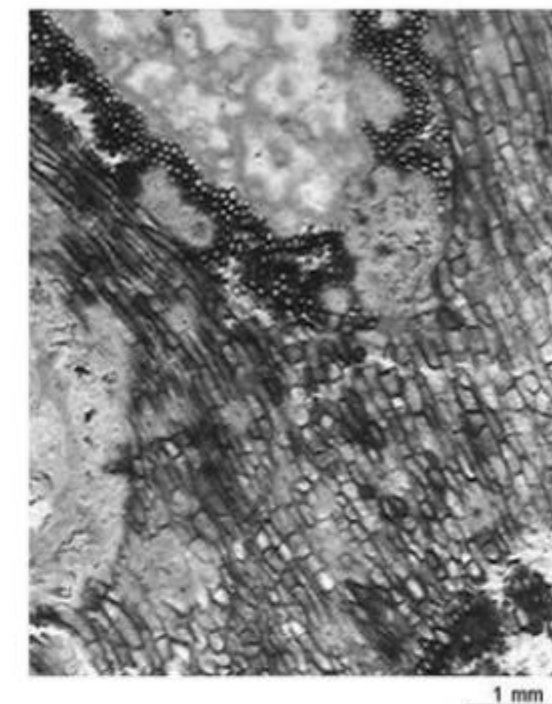



Figura 22.15 Fotografia em luz natural em microscópio ótico da seção de um tronco permiano de *Psaronius* sp. da Formação Pedra de Fogo (Bacia do Parnaíba). Lâmina DGM 380 – Pb (Museu de Ciências da Terra).

As lâminas petrográficas também são utilizadas no estudo de ovos fósseis e coprólitos. Ribeiro (2002) na análise de cascas de ovos de dinossauros da Bacia Bauru (Formação Marília, Cretáceo Superior) classificou as ooespécies através do estudo em lâminas sob o microscópio de polarização. A mesma técnica de estudo também foi empregada por Souto (1998) na análise de coprólitos triássicos da Formação Santa Maria (Bacia do Paraná).

B. Microscópio Eletrônico de Varredura

A imagem produzida em um microscópio eletrônico de varredura resulta do bombardeamento por um feixe de elétrons (sobre o espécimen em análise) numa câmara de alto vácuo. Os detalhes ultraestruturais captados não são observáveis em equipamentos óticos. Há a necessidade de metalização (normalmente ouro ou paládio) do material a ser analisado. O mesmo é fixado em uma pastilha metálica (*plug*), com auxílio de uma fita adesiva dupla-face ou esmalte incolor. É possível a realização de microanálises químicas com o acoplamento de um equipamento de microanálise de raios X por espectrometria de energia dispersiva (EDAX), possibilitanto assim a caracterização qualitativa e estimativas quantitativas dos elementos químicos presentes.

O uso de técnicas de microscopia eletrônica e análises microquímicas tem sido frequente no estudo de dentes de dinossauros (Franco, 1999; Line, 2001), histologia dentária de mamíferos fósseis (Ferigolo, 1985 b) e de ovos fósseis (Ribeiro, 2002) da Formação Marília (Bacia Bauru, Cretáceo Superior). Rotineiramente esta técnica é empregada no estudo de microfósseis calcários (foraminíferos, ostracodes) e silicosos (diatomáceas, radiolários). A figura 22.16 ilustra o uso da microscopia eletrônica de varredura em um macrofóssil e microfósseis.

C. Microscópio Eletrônico de Varredura Ambiental

O MEV ambiental possui inúmeras vantagens sobre o MEV convencional. É denominado ambiental por permitir que o ambiente da amostra seja variado através da pressão, temperatura e gases. O equipamento opera com câmara de amostra em baixo vácuo, não sendo necessárias as etapas de preparação da amostra exigidas nos MEVs convencionais (metalização da amostra). Evita-se, assim, o mascaramento de informações e a eventual destruição de estruturas delicadas, incapazes de resistirem a condições de alto vácuo (Dalinatos, 1993; Prack, 1993; LABESEM).

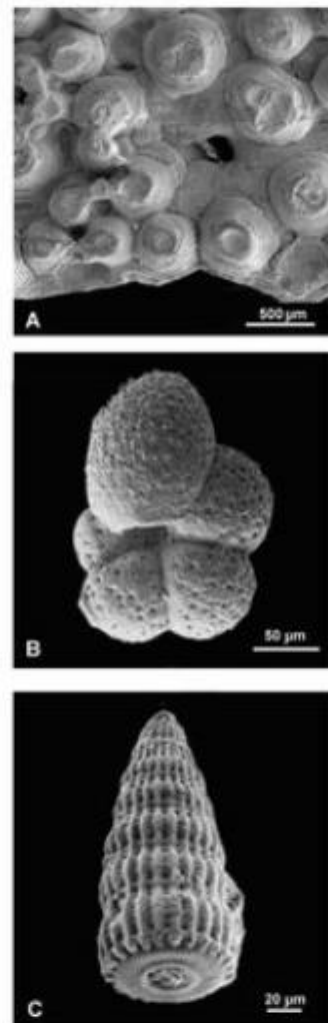



Figura 22.16 O uso do microscópio eletrônico de varredura possibilita a observação de detalhes morfológicos de macro e microfósseis. Em (A) Detalhe da superfície interna da casca de um ovo de dinossauro, onde são observadas as estruturas mamilares (Formação Marília, Bacia Bauru). Fotomicrografia de Cláudia Maria Magalhães Ribeiro. (B) *Globigerina quinqueloba*, foraminífero pleistocênico da Bacia de Campos. Fotomicrografia de Marco Aurelio Vicalvi. (C) *Dyctiomitra multicostata*, radiolário cretácico da Bacia de Santos. Fotomicrografia de Valesca Portilla Eilert.

D. Catodoluminescência

Destina-se principalmente à caracterização composicional de minerais do grupo dos carbonatos, originais ou resultantes de alterações diagenéticas, tais como cimentações e recristalizações. Também pode ser utilizada para a análise paleohistológica (Derycke, 1990). A catodoluminescência é uma técnica que consiste no bombardeamento sobre uma seção delgada por um feixe de elétrons, sob a forma de radiação eletromagnética. O material assim irradiado torna-se instável eletronicamente, e para retornar ao seu estado de equilíbrio, os átomos constituintes da amostra emitem a energia recebida em excesso, sob a forma de fótons, caracterizando a luminescência. Essa emissão de fótons, ou seja, a diferença entre a quantidade de energia eletromagnética fornecida e a recebida, possibilita a identificação dos elementos minerais ativadores da mesma, através de fotografias realizadas no momento da referida emissão (Ribeiro, 1997).

E. Ultrassom

Esta técnica baseia-se na emissão de ondas vibratórias. Os fósseis são imersos em água destilada para a desagregação sob ondas vibratórias de qualquer material sedimentar (ultrassom de banho) ou sujeitos a vibrações ultrassônicas, em direção longitudinal, através de uma ponta de agulha de titânio (ultrassom de ponta). O uso do ultrassom possibilita a desagregação de sedimentos aderidos sobre a superfície do fóssil, sem o uso da percussão direta ou o ataque com substâncias químicas. Entretanto, esta técnica tem limitações no que se refere ao tempo de exposição das amostras para a limpeza e em casos de forte aderência da matriz ao fóssil, há a possibilidade de fragmentação do mesmo. Dependendo do tipo de cimentação, sedimento circundante e outros aspectos relativos à natureza da fossilização, os espécimens terão tempos distintos de exposição ao ultrassom.

F. Difratometria de Raios X

O estudo mineralógico dos fósseis pode ser realizado através da difratometria de raios X. Trata-se de uma técnica destrutiva na qual o material em análise deve ser triturado. A difratometria de raios X baseia-se na incidência de um feixe de raios X sobre a amostra, cujo impacto produz uma difração dos raios X. Tal difração é então registrada num difratograma que comparado a padrões predeterminados possibilita a identificação dos minerais (figura 22.17).

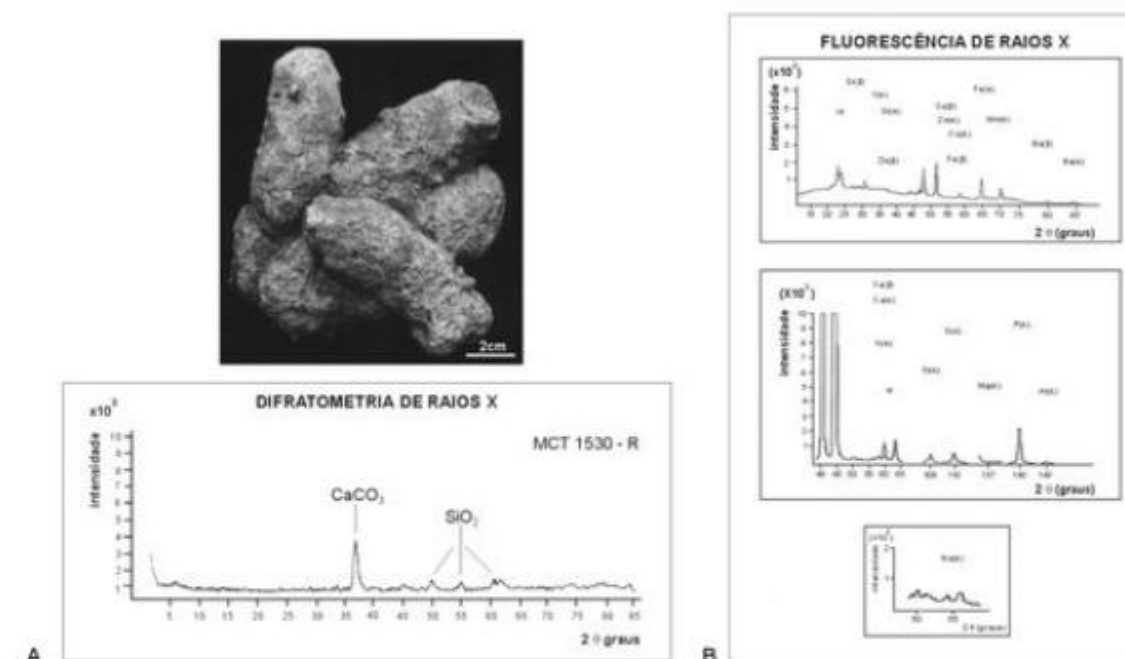



Figura 22.17 Análises de difratometria (A) e fluorescência de raios X (B) em coprólito triássico atribuído a um cinodonte (Museu de Ciências da Terra MCT 1530 – R) da Formação Santa Maria (Bacia do Paraná). Análises segundo Souto (1998).

G. Radiografia

A radiografia de fósseis é de grande ajuda na preparação de espécimens que estejam imersos na rocha, ou para a observação de detalhes internos sem que haja a destruição destes (Schmidt, 1948). Para o estudo de fósseis, a emissão de raios X pode se situar num intervalo de 10-130 kV, utilizando-se equipamentos médicos. Para estruturas pequenas e delicadas, a radiação com poucos quilovolts é mais adequada (Harbersetzer, 1994). A radiografia também pode ser utilizada com bons resultados na observação de icnofósseis de invertebrados como apresentado por Farrow (1975).

O estudo radiográfico em fósseis também é de grande relevância na análise de paleopatologias. Conforme demonstrado por Ferigolo (1985a), o uso de radiografias evidenciou em vértebras dorsais de Megatheridae (Edentata, Mammalia) do Pleistoceno do Rio Grande do Sul, a existência de artrose intervertebral (uma paleopatologia). Desta forma foi possível a verificação de que a artrose intervertebral não está restrita à locomoção bípede, e que relaciona-se em parte ao processo de envelhecimento, à sobrecarga e ao mau posicionamento, bem como às condições climáticas. Através de tais estudos paleopatológicos é possível a caracterização da fisiopatologia dos animais fósseis, e de seu comportamento e meio ambiente.

O uso da radiografia em fósseis brasileiros também foi empregado por Richter (1989) no estudo de uma nova família de peixes (Acregoliathidae) do Plio–Pleistoceno da Bacia do Acre. As radiografias indicaram a existência interna de um tecido esponjoso, com um padrão reticulado de câmaras ósseas poligonais (figura 22.18).

H. Tomografia Computadorizada

A tomografia computadorizada (CT scan) é uma técnica radiológica aplicada para a observação tridimensional dos espécimens. Através desta técnica, muitas estruturas que normalmente não são visíveis usando métodos convencionais de preparação, podem ser observadas sem quaisquer tipos de dano ao exemplar fóssil (Rowe *et alii*, 2001; Wilhite, 2003). A tomografia computadorizada submete o fóssil a um feixe de elétrons, os quais são diferencialmente absorvidos dependendo da densidade de mineralização, composição da rocha matriz, espessura do material em análise, intensidade da emissão de raios X e interferências (figura 22.19). A informação obtida é interpretada por um sistema de aquisição de dados e enviada para o processamento digital por um computador (figura 22.20), o qual processa então a imagem (Clark & Morrison, 1994).

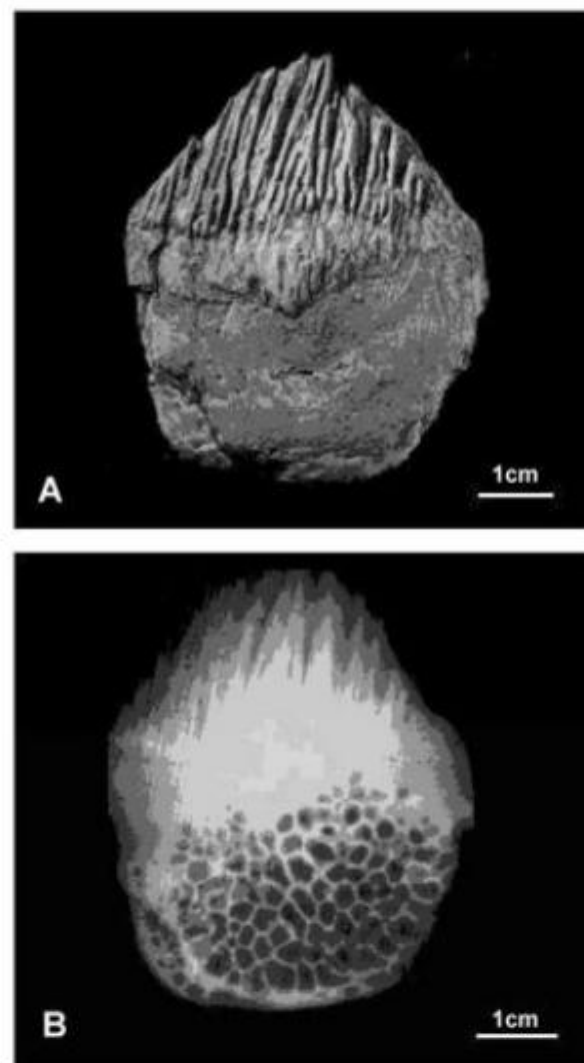



Figura 22.18 *Acregoliath ranci*, escama de um teleósteo da Formação Solimões (Plio-Pleistoceno), Bacia do Acre. (A) Feições gerais da escama em vista superficial externa fotografada em luz natural. (B) Radiografia da mesma escama, obtida a partir da superfície externa, revelando sua estrutura interna. Fotografias de Martha Richter.

Figura 22.19 Fóssil sendo submetido ao procedimento de tomografia computadorizada.

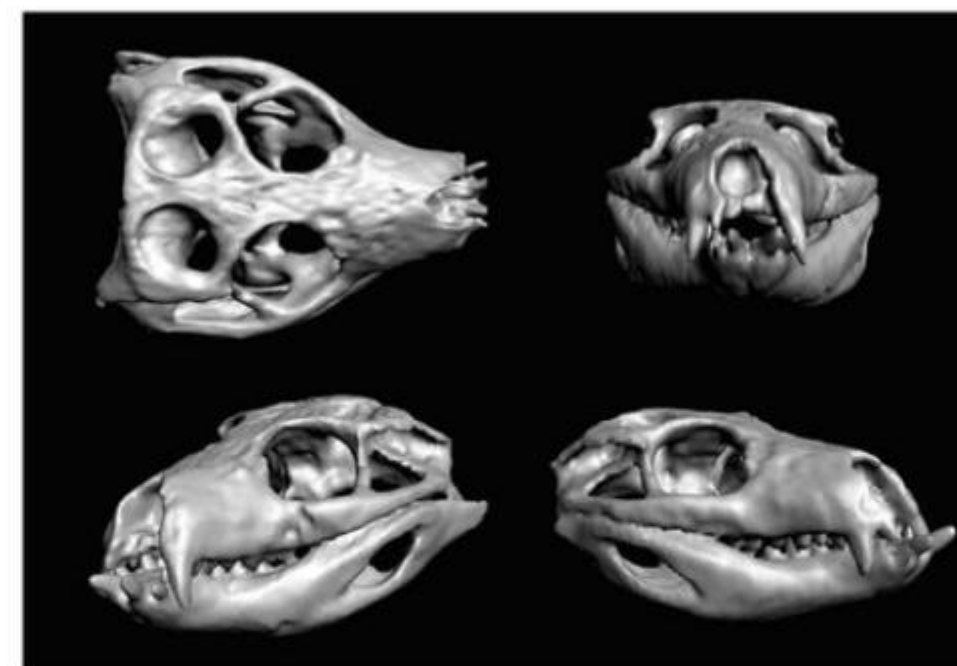



Figura 22.20 Imagem digital produzida após o tratamento de dados resultantes da tomografia computadorizada do Crocodylomorpha *Mariliasuchus amarali* (tratamento digital de Felipe Mesquita de Vasconcellos e Thiago da Silva Marinho).

O uso da tomografia computadorizada em material fóssil do Brasil foi apresentado por Azevedo *et alii* (2000), que analisaram um possível ovo de quelônio do Cretáceo Superior (Formação Adamantina, Bacia Bauru). O ovo foi submetido a seções tomográficas que revelaram uma estrutura interna caracterizada pela presença de diferentes valores de densidade de massa. Os autores do referido estudo sugeriram que tal aspecto estaria relacionado a um remanescente embrionário, e os pontos de maior densidade representariam centros de ossificação dos ossos em formação.

Curadoria

Após os trabalhos de preparação, a próxima etapa é o acondicionamento e registro dos fósseis em coleções científicas. É importante que os exemplares estejam protegidos ao máximo contra abalos mecânicos ou agentes físicos, químicos e biológicos. Caixas de papelão ou de acrílico forradas com espuma sintética, potes de plástico e outros recipientes são essenciais para separar, acomodar e organizar os fósseis em gavetas ou prateleiras. Peças com grandes dimensões são, geralmente, de difícil acomodação em estantes ou mesmo para exposição. A confecção de bases de gesso com armações internas de arame são excelentes, proporcionando estabilidade e segurança ao fóssil.

Os armários e as estantes de uma coleção devem ser preferencialmente de aço, pois a madeira, utilizada ainda na maioria das coleções científicas, pode com o tempo ser o substrato ideal para a proliferação de insetos, fungos e ácaros, além de reter umidade, comprometendo as peças do acervo. A umidade e a variação de temperatura são altamente prejudiciais, causando microfraturas no material que com o tempo podem fragmentar o fóssil.

A proliferação de insetos como baratas e traças, bem como fungos e bactérias, são comuns em muitas coleções, implicando em consideráveis perdas para o acervo. O uso de inseticidas e outros produtos químicos, como a naftalina, por exemplo, são às vezes eficientes, porém podem causar danos à saúde dos que trabalham constantemente nos ambientes da coleção. Seguramente, a maneira mais eficiente para proteção de uma coleção científica, é a aclimatação permanente das salas através de aparelhos de ar condicionado e desumidificadores.

As coleções de fósseis são patrimônios da humanidade e as instituições de pesquisa devem se responsabilizar pela guarda e manutenção do acervo científico. O livre acesso às coleções é garantido a qualquer pesquisador, devendo este zelar pela integridade do material em estudo. As coleções particulares devem ser desestimuladas, pois apenas proporcionam a vaidade pessoal do colecionador, impedem o acesso de pesquisadores e tornam ocultos fósseis de grande valor científico.

Referências

ALMEIDA, C. P. 2000. *Abordagem tafonômica do jazigo fossilífero SD-1 da Gruta do Bauzinho de Ossos – Região Cárstica de Lagoa Santa, Minas Gerais*. Programa de Pós-Graduação em Geologia, Instituto de Geociências. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 80 p.

ANDREWS, P. 1990. *Owls, Caves and Fossils*. The University of Chicago Press, 231 p.

AZEVEDO, S. A.; GALLO, V. & FERIGOLO, J. 2000. A possible chelonian egg from the Brazilian Late Cretaceous. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, *72*(2): 187-193.

CARTER, J. G. & AMBROSE, W. W. 1989. Techniques for studying molluscan shell microstructure. *In*: FELDMANN, R. M.; CHAPMAN, R. E. & HANNIBAL, J. T. (eds.). *Paleotechniques*. The Paleontological Society Special Publication nº 4, Randall S. Spencer Series Editor, p. 101-119.

CLARK, S. & MORRISON, I. 1994. Methods and use of CT scan and X-ray. CT scan of fossils. *In*: LEIGGI, P. Volume 1. Cambridge University Press, p. 323-329.

DANILATOS, G. D. 1993. *Introduction to the ESEM Instrument*. Wiley – Liss, Inc., p. 354-361.

DERYCKE, C. 1990. Application de la cathodoluminescence à la paléohistologie. *Comptes Rendus de la Académie des Sciences de Paris*, t. 310, Série II, p. 1.561-1.565.

DUTRA, T. L. 2002. *Técnicas e procedimentos de trabalhos com fósseis e formas modernas comparativas*. UNISINOS, Rio Grande do Sul, 56 p.

FARROW, G. E. 1975. Techniques for the study of fossil and recent traces. *In*: FREY, R. W. (ed.). *The Study of Trace Fossils*. Springer-Verlag, p. 537-554.

FELDMANN, R. M. 1989. Selection of appropriate preparation techniques. *In*: FELDMANN, R. M.; CHAPMAN, R. E. & HANNIBAL, J. T. (eds.). *Paleotechniques*. The Paleontological Society Special Publication nº 4, Randall S. Spencer Series Editor, p. 24-29.

Procedimentos Metodológicos em Tafonomia

Marcello Guimarães Simões
Sabrina Coelho Rodrigues
Cristina Bertoni-Machado

Conforme destacado no capítulo de Introdução à Tafonomia desse livro, o processo de fossilização é inerentemente seletivo, ou seja, apresenta uma série de vieses de preservação (tendenciosidades), decorrentes de fatores intrínsecos (e.g., dureza do esqueleto) e extrínsecos (e.g., tipos de agentes de transporte e deposição) aos organismos. Além disso, tendenciosidades podem ser introduzidas ainda nas fases iniciais da pesquisa paleontológica (vide Simões & Ghilardi, 2000). Essas são decorrentes das decisões metodológicas, tais como as diferentes estratégias de coleta (=fase de campo da pesquisa) e do processamento e análise das amostras (=fase de laboratório). Por exemplo, partículas bioclásticas extraídas de sedimentos não litificados, comuns em sucessões de rochas do Mesozoico tardio e Cenozoico, podem ser obtidas a partir de amostras totais (*bulk samples*), as quais permitem obter sucessivas subamostras. Por outro lado, concentrações densas de conchas e ossos, a moda de coquinas (*shell beds* e *bone beds*), ocorrentes no Paleozoico, estão geralmente litificadas, sendo difícil a extração dos bioclastos da matriz, principalmente nos casos em que ambos (matriz e bioclastos) estão silicificados. Nesses casos, não é incomum focar a análise em um grupo taxonômico (táxon-alvo, vide discussão mais abaixo) de uma dada dimensão (fração granulométrica), por exemplo, os mais facilmente visíveis, identificáveis ou passíveis de extração. Com isso excluem-se outros espécimes (ou espécies), por dificuldades metodológicas, acarretando no estudo preferencial de um dado grupo de bioclastos.

A despeito de todo avanço ocorrido na pesquisa tafonômica, nos últimos 20 anos, nenhum consenso metodológico emergiu ainda, de modo a guiar as pesquisas nessa área do conhecimento. Por exemplo, nos estudos sobre fácies tafonômicas, tanto de acumulações bioclásticas em ambientes marinhos atuais quanto de concentrações fossilíferas, são observadas disparidades metodológicas nas mais variadas etapas das pesquisas, incluindo desde a amostragem do material (e.g., tipo de amostrador), as estratégias de coleta (fração granulométrica considerada, número de observadores) e análise do dado (análises restritivas *versus* exaustivas). Além disso, não existe ou é baixa a correspondência entre as feições tafonômicas (especialmente bioestratinômicas) utilizadas nos diferentes protocolos e pouca atenção tem sido dispensada às questões relacionadas à quantificação do grau de alteração tafonômica dos bioclastos (Kidwell *et alii*, 2001).

Mais recentemente, porém, protocolos para análises tafonômicas têm sido apresentados e discutidos na literatura (Kidwell *et alii*, 2001; Kowalewski & Hoffmeister, 2003; Rothfus, 2004; Yesares-García & Aguirre, 2004),

devido à necessidade de melhor compreender os efeitos que as decisões metodológicas podem exercer sobre os resultados e as interpretações decorrentes. Desse modo, o estabelecimento de protocolos metodológicos para análises tafonômicas requer atenção e constitui importante fase inicial de todo e qualquer estudo tafonômico.

No presente capítulo, algumas questões de ordem mais geral, relativas à metodologia de análise tafonômica, especialmente para macrofósseis de invertebrados e vertebrados são apresentadas e brevemente discutidas. O leitor deve ter em mente que a pesquisa em tafonomia, desde a coleta de dados em campo até a investigação de laboratório deve seguir, na medida do possível, metodologia padronizada, possibilitando análises quantitativas e comparações futuras com os dados já disponíveis na literatura.

Etapas da Pesquisa Tafonômica

O fluxograma na figura 23.1 sintetiza algumas das principais etapas da pesquisa tafonômica. A **primeira etapa** deve envolver as **atividades preliminares** de estudo, como, por exemplo, a **delimitação** do **escopo**, dos **objetivos** e das **hipóteses** de trabalho. O resgate do maior número de informações prévias da literatura deve ocorrer nessa fase, mas não estar restrita a ela. Quando possível, é extremamente recomendável que a posição das concentrações fossilíferas do intervalo estratigráfico estudado, no âmbito da estratigrafia de sequência, seja estabelecida, bem como indicada as fácies sedimentares envolvidas. Paralelamente, o resgate de informações disponíveis em coleções científicas, contendo fósseis dos mesmos intervalos estratigráficos estudados pode ser útil. Em seguida, têm início as **atividades de coleta**, com a localização geográfica e estratigráfica e o reconhecimento, no campo, da concentração ou grupos de concentrações fossilíferas que serão analisadas. A próxima fase envolve as **atividades de laboratório**, com a preparação dos fósseis, o que depende largamente dos tipos de fossilização representados e do grau de litificação e intemperismo da matriz sedimentar (veja Feldman *et alii*, 1989, para procedimentos de preparação). É nessa fase que os dados para as **análises qualitativas** e **quantitativas** serão tomados, a partir do protocolo de feições tafonômicas adotado. Segue-se, posteriormente, a **interpretação dos dados**, quando os resultados obtidos são confrontados com os de natureza sedimentológica e estratigráfica e a gênese da(s) concentração(ões) fossilífera(s) estudada(s) interpretada. Finalmente, há o **confronto dos resultados** obtidos **com as hipóteses iniciais de trabalho**.

Em decorrência dos comentários acima, algumas indagações são oportunas, ou seja, qual deve ser a escala de trabalho adotada? Como devem ser coletados os dados para análise tafonômica? Quanto deve ser coletado, ou seja, qual o número amostral ideal? A análise deve focar um grupo particular de bioclastos? O que deve ser observado e descrito? Essas questões são muito interessantes e, por essa razão, serão apresentadas e discutidas brevemente, mais adiante.

Figura 23.1 Fluxograma mostrando algumas das fases que compõem a pesquisa tafonômica, modificado de Simões & Ghilardi (2000) e Bertoni-Machado (2008).

Escala de Análise

A. A Escala de Observação

Inicialmente, sugere-se aqui que a escala de trabalho a ser adotada em tafonomia parta do nível de menor organização espacial, isso é a escala estratinômica (lâmina, camada, conjunto de camadas, vide Simões & Kowalewski, 1998), para a de maior hierarquia (trato de sistemas, parassequências, sequências, vide Holz & Simões, 2005; Holz *et alii*, nesse livro) (figura 23.2). A adoção inicial de escala estratinômica é importante, pelas seguintes razões: a) nos ambientes aquáticos, por exemplo, os processos sedimentares de agradação e erosão que, de uma maneira geral, influenciam os padrões de colonização dos substratos pelos organismos

bentônicos ou mesmo o transporte e retrabalhamento das partículas bioclásticas, podem ser reconhecidos nesta escala de trabalho; b) já para depósitos fluviais, a presença de sedimentos indicando extravasamento de *crevasse* pode ocorrer em finas camadas, o que poderia ocasionar uma alta concentração de vertebrados num determinado nível estratigráfico; e c) as mudanças faunísticas que ocorrem em intervalos de tempo muito curtos, da ordem de 10^2 a 10^4 anos (ou menos) estão representados no nível de estrato e camada. Quando examinando os afloramentos fossilíferos, o coletor deve registrar os contatos (basal e superior) entre os estratos fossilíferos, as estruturas sedimentares, a presença/ausência de gradações, o grau de bioturbação e a descrição das feições bioestratinômicas e paleoecológicas (vide a seguir) presentes. Nessa fase, a coleta de blocos de rochas é importante, pois esses podem ser seccionados para observação e descrição das feições da matriz sedimentar em planta e seção. Nos afloramentos, quando presentes, os planos de acamadamento mais expostos contendo fósseis podem ser limpos e utilizados para a contagem e determinação do arranjo dos fósseis na matriz sedimentar, especialmente em planta (vide exemplo em Brett *et alii*, 2006). Nessa condição, a presença de elementos alongados (conchas de moluscos, fêmures, troncos) na rocha permite a tomada da orientação azimutal de cada elemento, o que é importante para determinação dos agentes de transporte e deposição dos bioclastos.

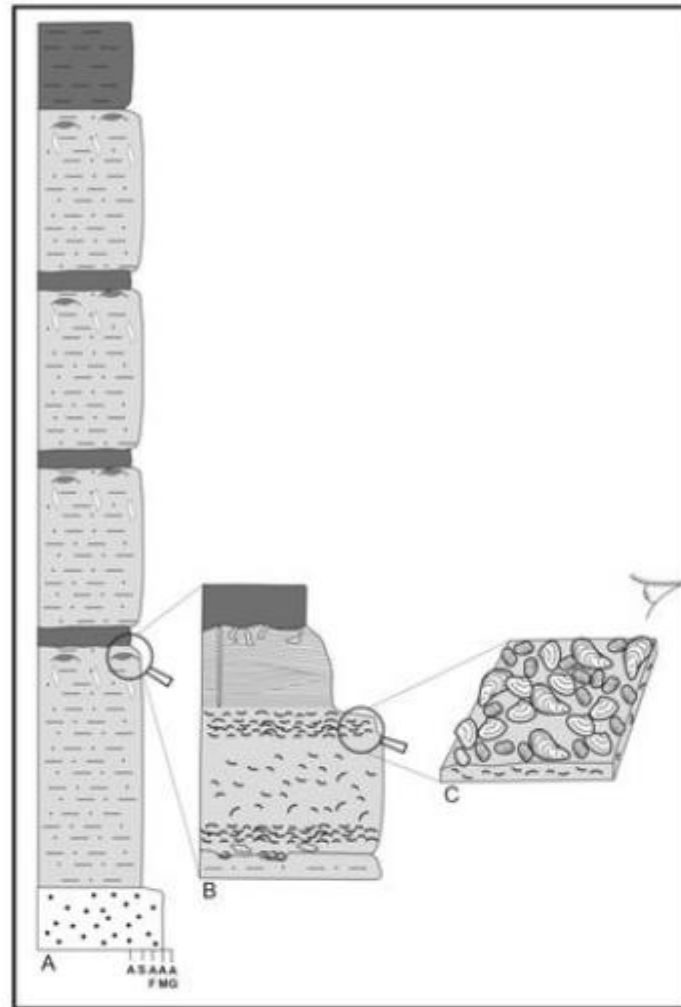



Figura 23.2 Escalas de análises em tafonomia, a partir de uma seção estratigráfica hipotética, de rochas marinhas, com cerca de 100 metros de espessura. (A) Escala de observação de maior hierarquia (trato de sistemas). (B) Escala de observação de hierarquia intermediária (parassequência). (C) Escala de observação de menor nível de organização (camada).

A Abrangência Taxonômica

As discussões sobre tafonomia apresentadas no capítulo introdutório dessa obra deixam claro que, tanto os fatores intrínsecos (modo de vida), como os extrínsecos (taxas de sedimentação) têm enorme influência na probabilidade e nos padrões de preservação dos mais diferentes táxons de Metazoa. Algumas decisões metodológicas podem contribuir decisivamente para tornar essa situação ainda mais restritiva, pela escolha de focar a análise tafonômica em um determinado táxon ou grupo taxonômico, presente em uma dada assembleia, isso é, concentrar as análises no chamado **táxon-alvo**. Não é infrequente observar estudos que enfocam apenas um táxon ou grupo de táxons todos pertencentes a uma mesma guilda ecológica (biválvios de infauna rasa, suspensívoros, vertebrados terrestres). Embora não exista impedimento para esse procedimento, é necessário ter em mente que os dados resultantes serão de aplicação muito limitada, para a interpretação das condições deposicionais e história de formação da assembleia em questão. Sob essa perspectiva, deve estar claro que a história a ser contada será válida apenas para um grupo de partículas bioclásticas, e não para todo o conjunto de uma assembleia. Por exemplo, se na análise de uma dada assembleia de macroinvertebrados apenas as conchas das formas de infauna forem consideradas é muito provável que as feições bioestratinômicas registradas sejam, em parte, distintas das observadas para as formas de epifauna, séssil. Conchas de organismos da infauna, especialmente profunda, estão menos sujeitas à desarticulação, incrustação, retrabalhamento e transporte. Já o modo de vida exposto, exibido pelos organismos de epifauna, torna essas conchas mais propensas à desarticulação, fragmentação, bioerosão, transporte e retrabalhamento. Nesse caso, fica claro que a escolha de um ou outro táxon-alvo influencia nos resultados, muito em decorrência da interferência que os fatores intrínsecos (em termos de morfologia, microestrutura e microarquitetura dos esqueletos ou conchas) exercem sob as condições de preservação e alterações tafonômicas dos bioclastos. O mesmo ocorre para assembleias de vertebrados em ambientes fluviais, já que muitas vezes a abundância de restos esqueletais de vertebrados terrestres, por exemplo, supera numericamente os grupos aquáticos. Assim, o paleontólogo escolhe este grupo como táxon-alvo e faz reconstruções paleoambientais e paleoecológicas com base nesses, se "esquecendo" da cadeia alimentar aquática desse ambiente. Desse modo, a inclusão de táxons distintos (assembleia total) nas amostras permite interpretações mais abrangentes, quanto aos processos tafonômicos envolvidos e a trajetória tafonômica dos diferentes bioclastos.

Coleta de Dados Tafonômicos

A qualidade do dado tafonômico disponível para estudos em escala de detalhe (escala estratinômica) está diretamente relacionada à obtenção dos mais diferentes dados estratigráficos, sedimentológicos e bioestratinômicos de uma dada acumulação fóssil, em campo. Por essa razão, muitas vezes, as coleções de fósseis em museus e outras instituições de pesquisa são de emprego limitado às pesquisas tafonômicas. Frequentemente essas coleções são estabelecidas com diferentes propósitos científicos, às vezes, priorizando os fósseis em melhor estado de conservação ou um táxon-alvo, de particular interesse para estudos de sistemática, por exemplo. Em muitos casos, a coleta que originou essas coleções está permeada pela chamada **Síndrome do Fóssil Feio** (Tang, 2000), ou seja, durante a coleta são preferencialmente amostrados os fósseis mais completos e/ou em melhor estado de preservação, em detrimento dos fragmentos (Tang, 2000). Não obstante, muitas coleções estão sob a influência dos **fatores tréficos** (terminologia introduzida por Clarke *et alii*, 1967). Esses fatores são os últimos processos destrutivos que podem afetar ou modificar os dados de uma amostra ou coleção paleontológica original. Os processos tréficos incidem tipicamente após a coleta, quando do transporte dos fósseis para o laboratório, dos métodos de preparação e curadoria dos espécimes (vide Flessa *et alii*, 1992).

Em decorrência das observações acima, é importante destacar que faz parte da atividade do tafonônomo e do paleontólogo realizar os trabalhos de campo para a coleta das amostras. Isso permite melhor controle sobre as variáveis que podem limitar a qualidade dos dados que serão, posteriormente, empregados nas análises tafonômicas. A participação em todas as etapas do trabalho, desde o delineamento dos objetivos e das hipóteses de estudo até as atividades de campo e laboratório, com atenção especial aos procedimentos metodológicos utilizados em cada um dos estágios da pesquisa tafonômica permite ao paleontólogo inferir, da maneira mais fiel possível, a história tafonômica de uma dada assembleia fóssil (Tang, 2000). Obviamente, a estratégia de coleta dos dados tafonômicos depen-

derá da natureza do estudo que será realizado, da qualidade e da natureza dos afloramentos fossilíferos investigados e do(s) tipo(s) de preservação do(s) fóssil(eis) estudado(s). Em realidade, o paleontólogo deve ter **sempre em mente** que a coleta realizada de maneira inadequada pode reduzir substancialmente a qualidade dos dados obtidos. Durante os trabalhos de campo, seguir uma ficha de coleta padronizada para a análise tafonômica, como a proposta por Holz & Barberena (1989) é uma maneira simples e bastante eficaz de minimizar a perda de informações nesta fase da pesquisa tafonômica (figura 23.3).

Localidade	Desenho do afloramento (perfil lateral)				Número do mapa-base
Coordenadas NS: Coordenadas EW:					
Cota /Atitude					
Tipo de fóssil	Número Amostra	☐ Rocha ☐ Fóssil		Fotos:	
Modo tafonômico de ocorrência	Perfil Vertical	Atitude dos ossos longos			
☐ leito de osso ☐ ossos isolados/fagmentados ☐ ossos isolados inteiros ☐ segmentos articulados inteiros ☐ segmento articulado do esqueleto ☐ esqueleto articulado e completo		Tipo de osso	Direção	Mergulho	Desenho
Observações adicionais					

Figura 23.3 Ficha de coleta para uso em atividades de campo (vide Holz & Barberena, 1989).

A. Tamanho Amostral

Estabelecer o tamanho amostral a ser adotado para qualquer análise tafonômica é uma decisão metodológica importante. Nas amostras numericamente pequenas, as alterações tafonômicas podem estar representadas de forma sub ou superestimadas. A pergunta frequente é a seguinte, quantos bioclastos, por amostra, são necessários para gerar dados estatisticamente representativos? O estudo tafonômico das tanatocenoses de moluscos biválvios amostrados na costa caribenha do Panamá, realizado por Kidwell *et alii* (2001), demonstrou que a análise de 50 espécimes já fornece dados que registram as alterações tafonômicas de forma confiável. Entretanto, do ponto de vista estatístico, as curvas de maior confiabilidade apenas se estabilizam com número amostral de 120 a 150 bioclastos. Esses valores são válidos para os protocolos que incluem feições tafonômicas multiestado, com variáveis não superiores a três (e.g., abrasão fraca, média, alta, Simões *et alii*, 2007). Entretanto, situações em que as feições apresentam-se mais heterogêneas, essa relação pode ser alterada. De fato, ao incluir assinaturas com mais de três estados, tais como modificação da cor da concha (e.g., alterado para o branco, para o cinza, para o marrom e para o preto), no caso das assembleias holocênicas, o número amostral mais adequado é de 200 espécimes, por assembleia (Best, 1998, 2000). Finalmente, testes para adequação do tamanho amostral indicam que as análises fundamentadas em amostras com número superior ao número de estabilização, ou seja, 120 a 150 bioclastos, não apresentam mudanças significativas em

termos de frequências (%) de ocorrências das feições tafonômicas. Assim, ao serem coletadas amostras muito numerosas, essas podem ser aleatoriamente subamostradas por quarteamento, a fim de se obter tamanho amostral adequado e evitar o consumo exagerado de tempo para a aquisição do dado tafonômico. Conforme os dados em Rodrigues (2006) mostram, esse aspecto é importante. Essa autora demonstrou que, no estudo tafonômico de tanatocenoses de moluscos bivávios e braquiópodes, amostradas nas enseadas de Ubatuba e Picinguaba, Estado de São Paulo, utilizando-se protocolo com 13 assinaturas tafonômicas (e.g., articulação, tipo de valva, fragmentação, abrasão, modificação da margem da concha, perióstraco, alteração da cor da concha, bioerosão, incrustação, textura superficial da concha, corrosão, brilho/lustro e predação), totalizando 69 variáveis (feições multiestado) para 150 exemplares, são necessárias até 10.350 observações por fração granulométrica (8 mm, 6 mm e 2 mm). Desse modo, considerando-se os 150 exemplares para cada uma das três frações granulométricas estudadas, de um total de 30 tanatocenoses, tem-se, pelo menos, 931.500 observações tafonômicas.

Para vertebrados, o que se pode dizer é que táxons abundantes são menos sensíveis que táxons mais raros aos efeitos da amostragem (Badgley *et alii*, 1995). Assim, em coletas na mesma localidade, se o contingente do número de fósseis coletados variar muito de uma expedição para outra, pode-se levar a interpretações equivocadas sobre picos de aparecimento e desaparecimento de espécies numa determinada localidade (Badgley & Gingerich, 1988).

B. Fração Granulométrica-Alvo

Tendo sido resolvida a questão do número amostral, uma outra decisão metodológica importante surge, ou seja, quais são as faixas de tamanho (fração granulométrica) a serem empregadas. Os efeitos distorcivos decorrentes da variação nas classes de tamanhos das frações granulométricas merecem atenção constante, pois, rotineiramente, os paleontólogos utilizam peneiras para o fracionamento das amostras totais (*bulk samples*). Esse procedimento envolve desde testas de protistas (foramínferos) até restos de vertebrados (dentes de mamíferos), ou ainda, sedimentos incoerentes ou resíduos de rochas litificadas. É interessante notar, entretanto, que mesmo nos estudos que compartilham os mesmos objetivos, grupos taxonômicos, intervalos estratigráficos e ambientes deposicionais, as malhas das peneiras utilizadas para o processamento das amostras, durante o fracionamento granulométrico, variam grandemente. Isso ocorre tanto para os restos de micro-organismos (e.g., foraminíferos planctônicos, Peeters *et alii*, 1999), como macroinvertebrados (e.g., moluscos bentônicos, Kidwell *et alii*, 2001). Tal aspecto deve ser rigorosamente avaliado, pois o tamanho dos fósseis pode ser um indicador do tamanho dos organismos, em vida (LaBarbera, 1989; Jablonski, 1996). Por outro lado, o tamanho dos fósseis fornece também dados relevantes sobre as propriedades hidrodinâmicas das partículas bioclásticas e dos agentes de transporte e deposição, constituindo parâmetro importante do ponto de vista sedimentológico e tafonômico (Martin, 1999).

Nos últimos anos, diversos estudos têm demonstrado que os padrões paleontológicos variam segundo o tamanho dos bioclastos e, consequentemente, o fracionamento granulométrico a partir de malhas distintas das peneiras, utilizadas entre as amostras de um mesmo estudo ou entre pesquisas diversas, pode resultar em padrões heterogêneos, apenas por conta do procedimento metodológico. Por exemplo, Peeters *et alii* (1999) demonstraram que, no caso dos foraminíferos planctônicos, a composição faunística e os índices de diversidade mudam em função da fração granulométrica considerada. Do mesmo modo, aspectos ecológicos variam de acordo com a fração granulométrica, como é o caso dos moluscos de assembleias atuais, compiladas de 19 localidades para análises de metanálise, em que a fidelidade morto-vivo nas assembleias é maior entre as subamostras das frações granulométricas = 1,5 mm (Kidwell, 2002).

Variações na escolha da fração granulométrica-alvo são observadas também em estudos de cunho essencialmente tafonômico. Por exemplo, Kidwell *et alii* (2001) notou que, em 20 estudos de tafonomia atualística, tendo conchas de moluscos marinhos como ferramenta para delimitação de tafofácies, 12 diferentes frações granulométricas foram empregadas pelos diferentes autores. Além das óbvias dificuldades de comparação dos resultados entre esses autores, é importante ressaltar também que o efeito em que o tamanho do bioclasto exerce na análise tafonômica não é, ainda, totalmente compreendido (Kowalewski & Hoffmeister, 2003). De fato, é curioso notar que essa questão não tenha recebido a devida atenção, pois com exceção dos artigos de Peeters *et alii* (1999) para microfósseis, e Kidwell (2001, 2002), Kidwell *et alii* (2001),

Kowalewski e Hoffmeister (2003), Tomašových e Rothfus (2005) e Rodrigues *et alii* (2009) para macroinvertebrados marinhos, são raros os estudos tafonômicos abordando esse problema. Comumente, têm-se observado entre os estudos de tafonomia quase que como uma recomendação metodológica, o emprego de frações granulométricas maiores que 8 mm. O argumento para esse procedimento é o de que os níveis de alteração tafonômica são maiores e a identificação taxonômica é facilitada nos bioclastos de maior dimensão (Best & Kidwell, 2000; Kidwell *et alii*, 2001). Em outras palavras, há tendência a concentrar a análise em frações discretas, mais do que em todo o espectro granulométrico (frações) disponível. Contudo, os dados tafonômicos presentes em Tomasových & Rothfus (2005) e Rodrigues *et alii* (no prelo) mostram que bioclastos de diferentes frações registram, de maneira complexa e não uniforme, a atuação de processos bioestratinômicos distintos e, portanto, o tamanho da partícula tem influência na distribuição das feições tafonômicas. Portanto, concentrar as análises tafonômicas em uma única fração granulométrica-alvo (p. ex.: ≥ 8 mm, para invertebrados), como amplamente sugerido e aceito na literatura internacional, não é, necessariamente, a melhor estratégia metodológica a ser adotada. Assim sendo, é importante conhecer as limitações dos dados, segundo as decisões metodológicas tomadas para cada caso, pois ignorar os efeitos que a variação nas malhas das peneiras granulométricas produzem na análise pode levar a erros de interpretação, ou mesmo criar padrões artificiais, alterando os resultados e comprometendo a robustez da análise tafonômica.

Para vertebrados, Badgley *et alii* (1995) sugerem três tipos de coleta, com o objetivo de maximizar o tamanho amostral e a faixa granulométrica-alvo, abrangendo, assim, maior número de elementos esqueletais da tafocenose:

a) coleta em superfície, para restos de vertebrados de grande tamanho (massa corporal = 2 kg);

b) escavação (*quarrying*), para elementos esqueletais de qualquer tamanho, mas que não são observados em superfície;

c) peneiramento (*screen washing*), para restos esqueletais muito pequenos, geralmente com a mesma equivalência hidráulica que o sedimento e difíceis de serem vistos a olho nu.

O primeiro tipo de coleta geralmente subrepresenta restos de vertebrados pequenos, gerando tafocenoses enviesadas para as partículas de maiores tamanhos. Já o último método, que se usa de secagem da matriz sedimentar, seguida por lavagem em água, ácido ou queronese e passada em peneiras com várias frações granulométricas, é bastante eficiente para a separação de materiais pequenos, como dentes, mas muitas vezes acaba destruindo outros restos de pequeno tamanho, como escamas de peixes. De qualquer forma, o uso das três estratégias de coleta maximiza a riqueza específica de uma tafocenose.

Descrição das Feições Tafonômicas Macroscópicas

Diversas são as **feições macroscópicas** empregadas na descrição de concentrações fossilíferas. Essas feições são importantes, também, na identificação dos diferentes processos físico/químicos e biológicos responsáveis pela gênese das acumulações bioclásticas. As feições tafonômicas macroscópicas podem ser agrupadas em cinco categorias distintas, incluindo:

1. feições estratigráficas;
2. feições sedimentológicas;
3. feições bioestratinômicas;
4. feições paleoecológicas;
5. feições diagenéticas dos bioclastos.

A. Feições Estratigráficas

Várias são as feições estratigráficas de uma concentração fossilífera, com destaque para a espessura, extensão lateral, geometria, contatos estratigráficos (e.g., superfícies de erosão/omissão, vide Holz *et alii*, nesse livro), estrutura interna ou microestratigrafia (vide Simões & Kowalewski, 1998, Simões & Ghilardi, 2000), bem como a posição na sequência deposicional, especialmente com relação as parassequências (vide Holz *et alii*, nesse livro). A **geometria** de uma concentração fossilífera pode ser representada por feição bidimensional ou tridimensional (figura 23.4). Concentrações na forma de pavimento ou barbante (*stringers*) são feições bidimensionais, sendo as primeiras representadas por concentrações bioclásticas lateralmente contínuas e as segundas por concentrações localizadas na escala de um afloramento. Concentrações em lente, cunha e camada são todas tridimensionais, variando em escala, desde métrica a quilométrica (figura 23.4). **Lentes** são

concentrações com geometria regular, adelgaçando-se lateralmente (e.g., acumulações de material bioclástico na base de canais) (figura 23.4). Concentrações formando **camadas** apresentam espessura variável, dependendo da topografia, sendo lateralmente contínuas, de forma tabular ou lençol (figura 23.4). Já as **cunhas** são concentrações com geometria regular, adelgaçando-se lateralmente em uma única direção (figura 23.4).

A estrutura interna de uma concentração fossilífera é definida pela variação lateral e vertical dos atributos tafonômicos e do arranjo interno dos bioclastos na matriz sedimentar. Concentrações internamente simples não exibem variações verticais ou laterais na composição taxonômica, nem nos padrões de preservação dos bioclastos. Os tempestitos distais constituem um exemplo de concentração com estrutura interna simples. Já as concentrações internamente complexas mostram grande variação vertical ou lateral nas feições tafonômicas (e.g., acumulações contendo alternância de níveis com conchas articuladas e desarticuladas ou com fósseis em posição de vida e reorientados; concentrações amalgamadas vertical e lateralmente). As concentrações fossilíferas com estrutura interna complexa são, em geral, o resultado de múltiplos eventos de erosão e deposição (Simões & Kowalewski, 1998). Concentrações de restos de vertebrados, principalmente os depositados em sistemas fluviais entrelaçados (que apresentam alta taxa de retrabalhamento e redeposição – vide capítulo de Tafonomia neste livro) são exemplos característicos deste tipo de concentração. Os tempestitos proximais constituem também outro exemplo desse tipo de depósito.

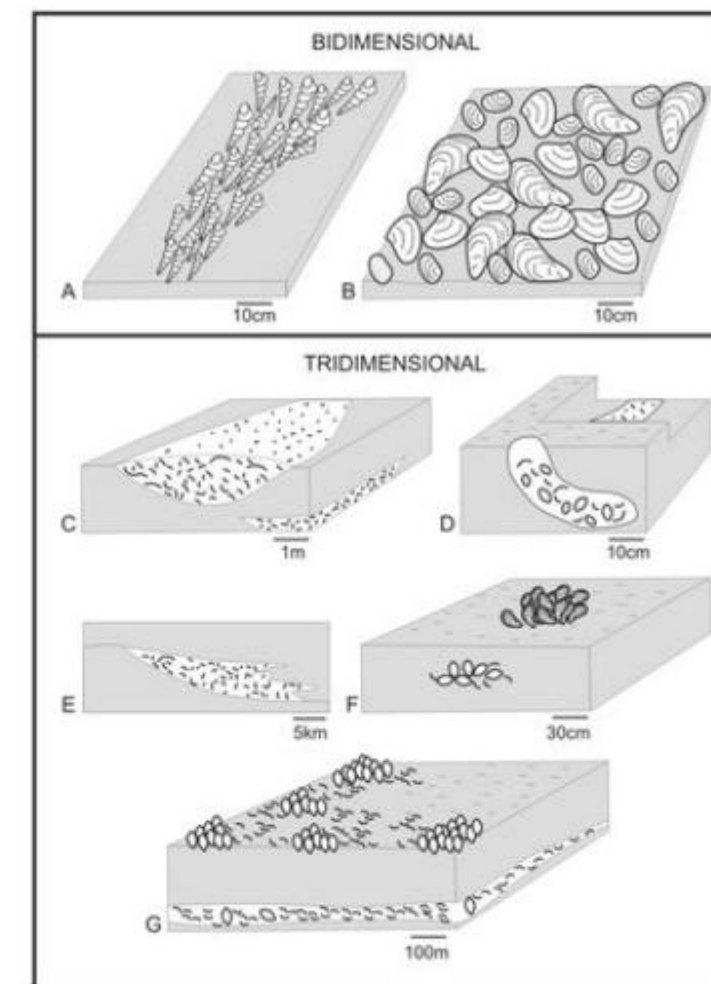



Figura 23.4 Diferentes geometrias exibidas por concentrações de material bioclástico. (A) Cordão. (B) Pavimento. (C) Lente. (D) *Pod*, E. Cunha. (F) Agrupamento (*cluster*). (G) Camada (modificado de Kidwell *et alii*, 1986).

B. Feições Sedimentológicas

Dentre as principais **feições sedimentológicas** de uma concentração fossilífera, destacam-se:

a) grau de empacotamento;

b) grau de seleção;

c) volume (%) de bioclastos;

d) relação (%) bioclastos/matriz sedimentar;

e) estruturas sedimentares inorgânicas e biogênicas (vide Kidwell & Holland, 1991).

A figura 23.5 mostra a relação entre bioclastos e matriz sedimentar e os diferentes graus de empacotamento (denso, frouxo, disperso) exibidos pelas concentrações fossilíferas. Concentrações **densamente empacotadas** são aquelas suportadas por bioclastos. O grau denso de empacotamento pode refletir acentuada seleção hidráulica ou biogênica da matriz ou baixa taxa de sedimentação. Essa feição pode resultar também do aumento brusco na disponibilidade de bioclastos devido à mortandade em massa, por exemplo. Por outro lado, concentrações fossilíferas exibindo **empacotamento frouxo** são suportadas pela matriz. Nesse caso, os bioclastos exibem pouco contato físico (figura 23.5) entre si. Essa feição pode ser decorrente de condições deposicionais onde os bioclastos e/ou a matriz não foram retrabalhados. Já o **grau disperso** é exibido por concentrações fossilíferas onde os bioclastos estão esparsamente distribuídos na matriz sedimentar (figura 23.5) e raramente apresentam contato físico.

Quanto à seleção, as concentrações fossilíferas contendo partículas bem selecionadas são aquelas onde 80% dos bioclastos grossos (> 2 mm) ocupam uma ou duas classes de tamanho (∅) (figura 23.6). O padrão observado para a distribuição das classes de tamanho é, portanto, aproximadamente unimodal. Tal condição reflete, em geral, seleção hidráulica ou biogênica ou ainda condições ecológicas que levaram à morte organismos de um mesmo estágio de desenvolvimento ontogenético. Eliminação preferencial de bioclastos, por dissolução, durante a fase diagenética, especialmente dos bioclastos quimicamente instáveis pode produzir concentrações bem selecionadas, havendo, nesse caso, enriquecimento proporcional dos bioclastos quimicamente mais estáveis. Concentrações exibindo bimodalidade possuem bioclastos bem selecionados, em relação à moda primária, apresentando, porém, uma segunda moda distinta (figura 23.6). Concentrações contendo bioclastos sem seleção são aquelas onde 80% dos bioclastos estão distribuídos por três ou mais classes de tamanho (∅) (figura 23.6). Essa condição pode refletir baixas taxas de retrabalhamento ou transporte lateral dos bioclastos.

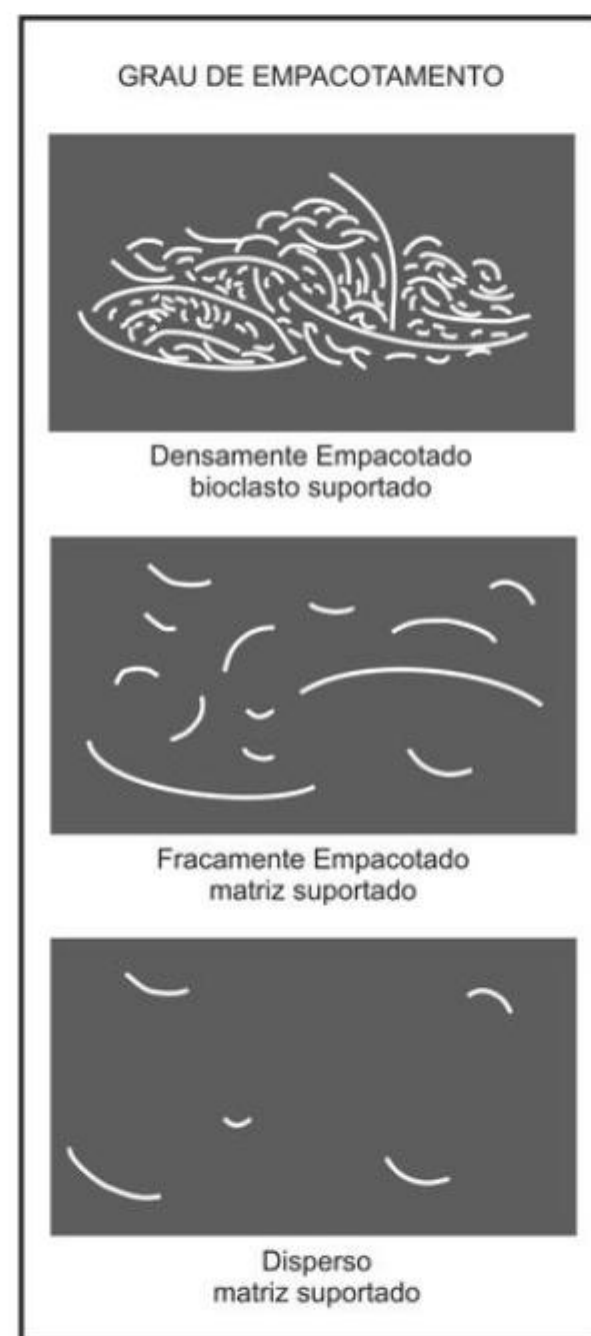



Figura 23.5 Variação no grau de empacotamento dos bioclastos na matriz sedimentar (modificado de Kidwell & Holland, 1991).

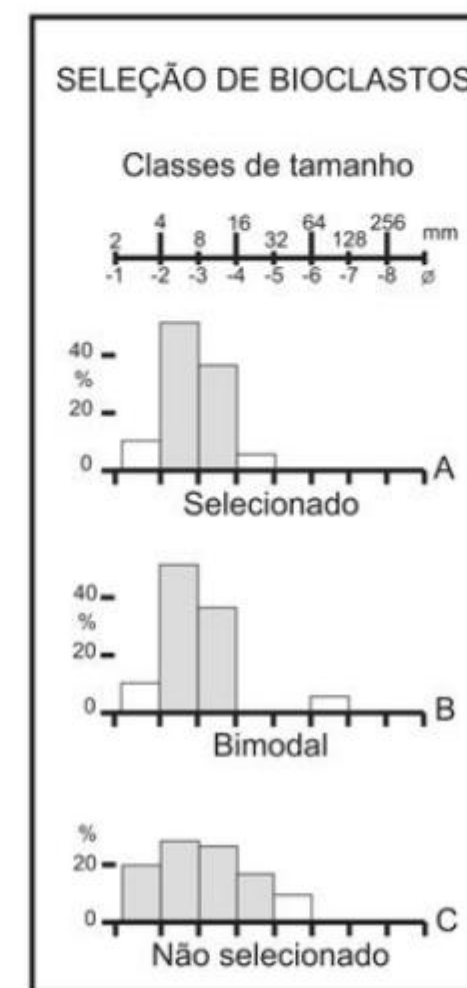



Figura 23.6 Esquema mostrando a variação no grau de seleção dos bioclastos de uma concentração fóssil hipotética. Explicação no texto (modificado de Kidwell & Holland, 1991).

Além dos atributos acima, deve ser considerado ainda o **arranjo tridimensional** dos bioclastos na matriz sedimentar. Esse arranjo é descrito a partir da disposição dos restos esqueletais nos sedimentos, em planta ou seção (corte). O mesmo depende de diversos fatores, como o processo de transporte dos bioclastos e suas características hidrodinâmicas; da rotação e desarticulação das partículas bioclásticas, durante o processo de compactação; das características ecológicas e necrológicas dos organismos produtores de bioclastos e a atuação de organismos predadores, necrófagos ou bioturbadores que modificam a disposição original dos restos esqueletais já incorporados ao substrato.

O estudo da **orientação em planta** (= azimutal) dos bioclastos fornece importantes dados a respeito da dinâmica deposicional, particularmente com relação ao sentido de fluxo das paleocorrentes. Normalmente, os bioclastos alongados (conchas de gastrópodes, tentaculites, troncos, ossos longos) são mais apropriados para esse tipo de estudo. As conchas de gastrópodes, por exemplo, orientam-se com o ápice da concha voltada contra a corrente, enquanto as espículas de esponjas orientam-se com o ápice apontando o sentido da corrente. Ossos longos ficam orientados paralelos ao fluxo, com a epífise maior ou mais larga apontando contra a corrente (Voorhies, 1969; Abler, 1984).

A orientação azimutal dos bioclastos pode ser representada em histogramas ou diagramas de roseta. Diversos padrões de orientação dos bioclastos podem ser reconhecidos (figura 23.7): **unimodal, bimodal** e **polimodal**. Orientação unimodal dos bioclastos indica a atuação de correntes unidirecionais, enquanto a orientação bimodal reflete a atuação de correntes oscilatórias (ondas, correntes de maré), estando os bioclastos alongados, alinhados perpendicularmente à direção da corrente. Orientação polimodal decorre da atuação de fluxo com velocidade inferior àquela necessária para movimentar os bioclastos ou da presença de fluxo turbulento durante a formação da assembleia fossilífera. Durante o transporte, a interferência entre os bioclastos ou entre esses e outras partículas (bioclásticas ou clásticas) pode dar origem também a um padrão polimodal (Kidwell *et alii*, 1986; Kidwell & Bosence, 1991).

Já em seção, a distribuição dos bioclastos na matriz sedimentar pode ser **concordante, perpendicular** ou **oblíqua** (figura 23.8). Bioclastos em orientação concordante apresentam o eixo longo alinhado paralela ou subparalelamente, em relação ao plano de acamamento. Bioclastos **perpendiculares** estão dispostos na matriz em ângulo reto, em relação ao plano de acamamento. Adicionalmente, os bioclastos convexos (conchas de biválvios, braquiópodes) podem estar distribuídos concordantemente na matriz, com a convexidade voltada para baixo ou para cima. Bioclastos dispostos **concordantemente** refletem, em geral, a deposição ou redeposição de conchas etc., por processos tracionais de fundo. Em alguns casos, pode haver soterramento *in situ* de animais da epifauna bissada, com o plano de simetria disposto horizontalmente, em relação ao substrato (Stanley, 1970). Além disso, a rotação de bioclastos, durante o processo de compactação da rocha

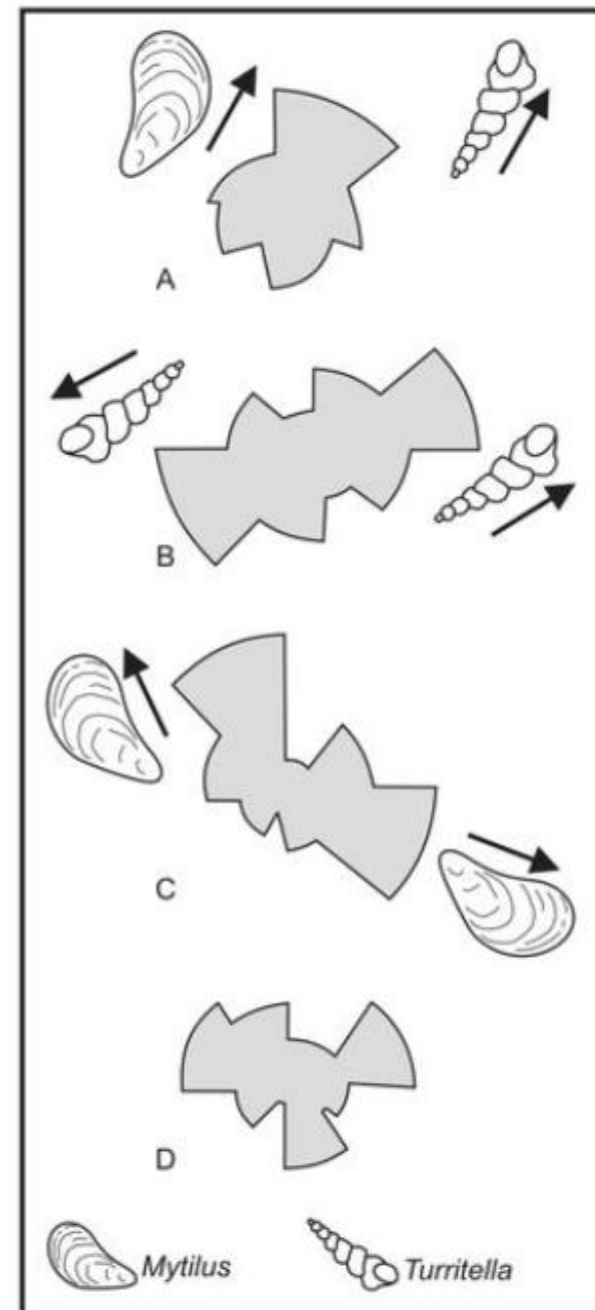



Figura 23.7 Orientação azimutal de conchas alongadas, de moluscos bivalvios e gastrópodes. Os diagramas em roseta mostram a orientação preferencial ou não dos bioclastos. Explicação no texto: (A) Unimodal. (B) e (C) Bimodal. (D) Polimodal.

pode dar origem também a uma concentração bioclástica onde os elementos estão dispostos concordantemente na matriz. Bioclastos convexos, preservados concordantemente, mas com a **convexidade voltada para cima**, indicam redeposição por correntes tracionais de fundo ou a posição de vida de invertebrados marinhos soterrados *in situ* (Kidwell & Bosence, 1991; Tomašových, 2004; Simões *et alii*, 2005). Já os bioclastos dispostos concordantemente, porém, com a **convexidade voltada para baixo** estão associados, normalmente, com a migração de marcas onduladas, as quais reorientam as conchas ou outros bioclastos convexos, dando origem a acúmulos de valvas predominantemente voltadas para baixo (Clifton & Boggs, 1970). Além disso, a bioturbação na interface água/sedimento ou dentro do substrato (Kidwell & Bosence, 1991) pode gerar padrão semelhante. Bioclastos exibindo padrão perpendicular estão associados à atuação de correntes e ondas oscilatórias, sobre locais com grande acúmulo de conchas (Kidwell & Bosence, 1991). Preservação *in situ* de invertebrados marinhos solitários (biválvios escavadores profundos, conulários) ou gregários (biválvios da epifauna bissada) (Fürsich, 1980; Anelli *et alii*, 1998; Simões *et alii*, 2000; Rodrigues *et alii*, 2006) gera também esse mesmo padrão.

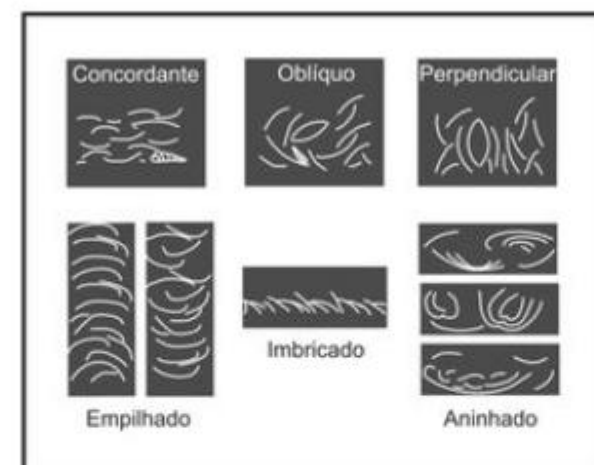



Figura 23.8 Orientação de bioclastos na matriz sedimentar, em seção (modificado de Kidwell *et alii*, 1986).

C. Feições Bioestratinômicas

Feições bioestratinômicas, também conhecidas como "assinaturas tafonômicas" (Davies *et alii*, 1989) têm sido documentadas para os mais variados grupos de organismos (ou bioclastos), tanto nos ambientes sedimentares atuais, como no registro geológico (para exemplos atualísticos vide Nebelsick, 1999, para equinoides; Llewellyn & Messing, 1993, para crinoides; Pandolfi & Greenstein, 1997, e Perry, 2000, para cnidários; Smith & Nelson, 1994, para briozoários; Rodrigues, 2006, e Simões *et alii*, 2007, para braquiópodes; Martin & Liddell, 1991, para foraminíferos; Gastaldo *et alii*, 1987, para plantas vasculares, dentre outros). Entretanto, nenhum grupo recebeu maior atenção do que os moluscos marinhos (vide síntese em Kidwell *et alii*, 2001). A despeito disso, não existe ainda consenso quanto à definição e à quantificação dos estágios de alteração das feições bioestratinômicas observadas nos bioclastos. No geral, porém, é altamente recomendável que, durante a etapa de coleta dos dados, cada assinatura tafonômica seja **descrita** e **codificada de maneira individual**, de modo que as análises combinadas entre as várias assinaturas tafonômicas sejam realizadas apenas em uma segunda etapa.

Dentre as principais feições tafonômicas observadas, tanto para invertebrados, como vertebrados, destacam-se a:

1) articulação;
2) fragmentação;
3) abrasão;
4) dissolução ou corrosão;
5) incrustação;
6) os sinais de predação (vide capítulo introdutório sobre tafonomia).

Tais feições foram descritas e seu significado paleoambiental apresentado no capítulo introdutório de tafonomia desse livro. Além dessas, as feições perda e alteração da cor original, do brilho e a presença/ausência de partes proteicas (perióstraco) são também comumente observadas em bioclastos quaternários, provenientes tanto de sistemas marinhos (Rodrigues, 2006), como continentais (Kotzian & Simões, 2006).

Uma vez definidas quais serão as feições estudadas, a próxima decisão metodológica refere-se à codificação e à quantificação de cada uma delas, se de forma simples (presença/ausência) ou considerando os diferentes graus de variação de uma mesma feição (feição multiestado). Por exemplo, no caso de organismos com esqueletos biválvios, dois estados podem ser descritos quanto à articulação, considerando-se a presença de uma (estado desarticulado) ou duas valvas (estado articulado). Essa feição ainda pode ser codificada como multiestado, pois quando a concha está articulada, essa se apresenta articulada fechada ou articulada aberta (*butterflied*).

Com relação às feições multiestado, os graus de alteração tafonômica devem estar fundamentados em observações quantitativas, evitando-se o uso de termos subjetivos, tais como: **intenso, muito, pouco, sutil, leve, ligeiro**. O problema é que olhos não treinados para o reconhecimento de feições tafonômicas e suas variações podem introduzir inconsistências nas análises, o chamado **Erro do Observador**. Por exemplo, um bioclasto exibindo abrasão pode ter uma condição de **abrasão "intensa"**, para um observador e **abrasão "leve"**, para outro. Afinal, o que é abrasão intensa ou leve, fraca ou forte? A abrasão, aqui utilizada como exemplo, decorre do desgaste físico (mecânico) da superfície da partícula bioclástica. Essa é uma feição tafonômica multiestado, já que as partículas bioclásticas podem apresentar diferentes graus de alteração por abrasão. Se os diferentes estados não estiverem bem definidos e codificados poderá haver grande discrepância na descrição dessa feição, entre os mútiplos observadores. Em outras palavras, a quantificação das frequências (%) dos estados de alteração das feições tafonômicas é muito afetada pelo erro decorrente de múltiplos observadores, se comparada à análise simples, quando uma dada feição é investigada apenas para a presença ou ausência (p. ex.: abrasão presente ou ausente).

Em um interessante estudo realizado por Rothfus (2004), foram aplicados exercícios de treinamento para o levantamento de feições tafonômicas, a partir de uma mesma assembleia de moluscos biválvios, utilizando-se até 13 observadores, todos com experiência na área. Cada espécime presente na assembleia estudada foi descrito independentemente pelos diferentes observadores, quanto às feições tafonômicas:

1) articulação;
2) fragmentação;
3) modificação da margem;
4) alteração na superfície interna da concha;
5) bioerosão interna;
6) incrustação interna;
7) alteração na superfície externa da concha;

8) bioerosão externa;
9) incrustação externa, variando de dois (presença/ausência) a quatro (multiestado) os estados de alteração tafonômica observados.

Segundo Rothfus (2004), os resultados indicam que as assinaturas tafonômicas acima, quando analisadas por mais de um observador, são altamente suscetíveis às discrepâncias de codificação. Dentre as feições investigadas, a articulação e a fragmentação dos bioclastos são as que apresentaram maior consistência na análise efetuada por múltiplos observadores, mesmo porque os dois estados de alteração (concha articulada *x* desarticulada; fragmentada *x* não fragmentada) foram codificados de maneira simples e discreta, isso é, incluindo apenas presença e ausência. Já a identificação e a quantificação dos estados de alteração de outras feições tafonômicas, tais como a incrustação e a bioerosão, foram menos consistentes, entre os múltiplos observadores, apesar de essas assinaturas também terem sido identificadas de maneira simples e discreta. O mesmo ocorre para as feições tafonômicas relativas à alteração da superfície e à modificação da margem das conchas. Assim sendo, parece claro que a análise tafonômica torna-se mais consistente quando as codificações são realizadas de forma simples (presença/ausência). Entretanto, a desvantagem desse procedimento metodológico é a perda de resolução dos dados, uma vez que exclui a codificação das condições multiestado. Em decorrência disso, muitas vezes, a alteração tafonômica produzida por uma feição multiestado é quantificada através de classes preestabelecidas. Por exemplo, situações em que são descritos bioclastos com muita bioerosão, a palavra muita não expressa a quantidade exata em que tal feição ocorre. Por outro lado, ao serem incluídos os dados quantitativos, têm-se uma ideia melhor da distribuição da feição, como, por exemplo, bioclastos com 50% de sua área afetada pela bioerosão. Além da área afetada, outra informação quantitativa a ser explorada diz respeito às intensidades dos graus de alteração, que podem ser traduzidos em índices. Por exemplo, os estados das assinaturas tafonômicas abrasão e corrosão, estabelecidos para conchas de braquiópodes viventes, no estudo de Rodrigues *et alii* (2009), expressam a intensidade de ocorrência dessas feições, sendo o estado 2 o mais alto grau de alteração, com esculturas perdidas e orifícios nos bioclastos e o estado 1, com esculturas alteradas, porém não perdidas, sem orifícios. Desde que cada índice tenha sua definição clara, as intensidades de alteração podem ser quantificadas quanto às frequências (%) de ocorrência.

D. Feições Paleoecológicas

A **composição taxonômica** das concentrações fossilíferas pode ser **monotípica** ou **politípica**, se composta por um único tipo de esqueleto ou por vários tipos de esqueleto. Uma concentração monotípica pode, entretanto, ser poliespecífica, se formada, por exemplo, somente por conchas de braquiópodes de diferentes espécies. Por outro lado, toda concentração monoespecífica é obrigatoriamente monotípica.

Existe, porém, muita confusão no emprego dos termos acima. Por exemplo, uma concentração formada exclusivamente por gastrópodes e bivalvios é uma concentração monotípica, uma vez que é constituída apenas por conchas de moluscos? Não, de acordo com a classificação de Speyer & Brett (1988), para os diferentes tipos de esqueletos de invertebrados. De acordo com essa classificação, cinco categorias diferentes são reconhecidas (vide Tabela 2, em Simões *et alii*, nesse livro).

As concentrações monotípicas apresentam grande valor tafonômico ou paleoecológico, pois refletem na maioria das vezes mortandade em massa, condições de alto *estresse* ambiental, de intensa seleção hidrodinâmica ou preservação diferencial, durante a diagênese. Contrariamente, a ausência de seleção hidráulica pode levar à formação de concentrações fossilíferas politípicas e poliespecíficas.

Em concentrações fossilíferas de vertebrados, o caráter monotípico de muitas ocorrências é, comumente, resultado de mortandade em massa. Por exemplo, a natureza monotípica das concentrações esqueletais encontradas na fácies fluvial meandrante da Formação Judith River (Cretáceo de Alberta/Canadá), as quais contêm grandes concentrações de ossos de dinossauros (Ceratossauros), é explicada da seguinte maneira: os ceratossauros viviam em manadas muito grandes, nas áreas correspondentes às planícies de inundação do sistema fluvial que gerou a Formação Judith River. Essas manadas, ao tentarem atravessar os rios, em época de cheia, talvez levados pelo pânico na situação de nível d'água crescente, sofriam baixas consideráveis. Os animais morriam nas águas e encalhavam nas margens, onde eram temporariamente expostos e retrabalhados até serem definitivamente incorporados aos sedimentos das barras fluviais (Wood *et alii*, 1988). Mecanismo semelhante parece ser responsável pela origem de concentrações monotípicas de mamíferos eocênicos do Wyoming, nos Estados Unidos (Turnbull & Martill, 1988).

A **mineralogia** e a **microarquitetura (originais)** constituem importantes feições a serem analisadas. A biomineralização envolve a elaboração de endo ou exoesqueletos duros pelos organismos, os quais são normalmente compostos de substâncias minerais e por uma matriz orgânica (carbonato de cálcio + conchiolina, nas conchas de moluscos). A composição mineral primária (inalterada), pré-diagenética, das partes duras dos esqueletos, tem grande importância para o entendimento de certos tipos de preservação.

Fatores físico-químicos, ambientais e fisiológicos controlam as propriedades químicas dos esqueletos dos organismos. Muitos minerais diferentes são encontrados nos esqueletos de invertebrados viventes, porém dois polimorfos de carbonato de cálcio (calcita e aragonita) são os mais importantes, seguidos pelo fosfato de cálcio (hidróxido apatita) e sílica. Contudo, a mineralogia do esqueleto de organismos extintos não pode ser determinada com precisão, pois muitos fósseis, cujas partes duras foram originalmente compostas por aragonita, podem ter sido convertidos em calcita, que é mais estável.

Além da composição mineralógica outra propriedade interna importante das partes duras dos organismos diz respeito ao arranjo físico dos cristais no esqueleto. A estrutura esqueletal pode ser examinada a partir de dois níveis de detalhe. O primeiro envolve o estudo detalhado da forma e do arranjo dos cristais **(ultraestrutura esqueletal)** no esqueleto, como, por exemplo, o exame do tamanho, da forma e orientação dos cristais de aragonita, dentro da camada nacarada da concha de um bivalvio. O segundo analisa as relações das grandes unidades de estruturas uniformes dentro do esqueleto **(microarquitetura)**, como, por exemplo, a forma e a distribuição da camada nacarada na concha. Infelizmente, porém, a microarquitetura original da concha raramente fica preservada, pois, durante o processo diagenético, a **substituição** pode se dar assincronicamente em relação à dissolução. Embora o espaço deixado pela concha possa ser preenchido por um mineral, recuperando a sua forma geral, a microarquitetura, obviamente, não poderá ser recuperada. Chama-se essa reprodução ou substituição de **pseudomorfo ou contramolde**.

Contrariamente aos restos de invertebrados, que podem se alterar substancialmente durante a fossilização, ossos e dentes de vertebrados podem ficar preservados sem alteração substancial. Os mecanismos básicos são a **incrustação** e a **permineralização**. Contudo, um osso, no ciclo pós-soterramento, não é um sistema fechado e alterações diagenéticas significativas podem ocorrer.

E. Feições Diagenéticas dos Bioclastos (Mineralogia e Microarquitetura Preservadas)

Muitos dos minerais que compõem o endo ou exoesqueleto dos organismos são instáveis às modificações químicas no ambiente diagenético e pós-diagenético, podendo recristalizar-se, sofrer dissolução ou substituição. Dentre os principais exemplos de minerais instáveis, destacam-se: **a)** aragonita, que transforma-se em calcita **(calcitização)**; **b)** calcita magnesiana, que se transforma em calcita normal; e **c)** a opala, que se transforma em calcedônea (Mendes, 1988).

Diversos fatores são responsáveis pela **dissolução** das partes duras esqueléticas, especialmente as águas intersticiais (diagênese) e as águas subterrâneas e superficiais (intemperismo), associadamente com as variações no pH no ambiente (Mendes, 1988). Por exemplo, o carbonato de cálcio é dissolvido sob condições de acidez (pH < 7), enquanto a sílica é solúvel sob condições de alcalinidade. Pode influenciar ainda no processo de dissolução, a ocorrência de poros e cavidades nas partes duras esqueléticas e na rocha.

Considerações Finais

Mesmo que intuitivamente, é sabido que as decisões metodológicas, referentes à amostragem (fase de campo) e aos procedimentos analíticos (fase laboratorial) nos estudos tafonômicos, influenciam a robustez e a confiabilidade do dado obtido.

Na tentativa de padronizar a metodologia utilizada em estudos tafonômicos, especialmente para os invertebrados, algumas recomendações têm sido comuns na literatura (veja síntese em Kidwell *et alii*, 2001). Os principais pontos de discussão referem-se ao emprego ou não de:

1) táxons-alvo;
2) frações granulométricas-alvo;
3) o erro do observador;
4) a codificação e a quantificação dos graus de alteração das feições bioestratinômicas.

Os dados disponíveis na literatura recomendam que as análises sejam fundamentadas a partir da compo-

sição geral das assembleias investigadas (com todas as espécies incluídas), ou seja, evitando-se a escolha de um grupo taxonômico específico, ou táxon-alvo. O mesmo ocorre para a fração granulométrica-alvo, ou seja, é preferível trabalhar com várias classes de tamanho de partículas do que centrar a investigação em uma faixa granulométrica particular (vide Rodrigues *et alii*, 2009). Além disso, uma vez que os estudos tafonômicos de alta resolução exigem árduo trabalho de campo e laboratorial onde, muitas vezes, faz-se necessária coleta dos dados a partir de vários observadores, recomenda-se que todos esses sejam bem treinados, sabendo reconhecer com clareza todos os estados de alteração tafonômica das partículas bioclásticas investigadas. Para tal, é importante que, antes de se iniciar a coleta dos dados propriamente dita, sejam realizados exercícios de treinamento entre todos os observadores, com o próprio material de estudo, aplicando-se testes de consistência a fim de identificar os observadores que não estão em consonância com o grupo, como um todo. Além disso, durante a coleta dos dados, recomenda-se realizar testes periódicos entre os observadores para garantir que as definições dos estados de alteração tafonômica, bem como seus níveis, não sejam enviesados durante as análises.

Embora atualmente haja grande preocupação, tanto em aplicar definições comuns entre os diversos pesquisadores da área como em apresentar descrições detalhadas a respeito da metodologia empregada na codificação das alterações tafonômicas (por bioclasto), o dado tafonômico ainda tem sido, muitas vezes, subjetivo e influenciado pelo "olhar do observador". Além disso, torna-se difícil propor um protocolo universal para a análise tafonômica, aplicável às acumulações fósseis e atuais, provenientes dos mais variados ambientes deposicionais. Contudo, é recomendável estabelecer um protocolo de análise que permita identificar os possíveis vieses, a fim de se evitar falsas interpretações.

Referências

ABLER, W. L. 1984. A three-dimensional map of a paleontological quarry. *Contributions to Geology, 23*(1): 9-14.

ANELLI, L. E.; SIMÕES, M. G. & ROCHA-CAMPOS, A. C. 1998. Life mode of some Brazilian Upper Paleozoic anomalodesmatans. *In:* JOHNSTON, P. A. & HAGGART, J. W. (orgs.). *Bivalves – An Eon of evolution - paleobiological studies honoring Norman D. Newell. 1 ed.* Canada, Calgary University Press, p. 69-74.

BADGLEY, C.; BARTELS, W. S.; MORGAN, M. E.; BEHRENSMEYER, A. K. & RAZA, S. M. 1995. Taphonomy of vertebrate assemblages from the Paleogene of northwestern Wyoming and the Neogene of Pakistan. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 115*: 157-180.

BADGLEY, C. & GINGERICH, P. D. 1988. Sampling and faunal turnover in early Eocene manmals. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 63:* 141-157.

BERTONI-MACHADO, C. 2008. *Tafonomia de Paleovertebrados em Sistemas Continentais do Estado do Rio Grande do Sul, Brasil e do Departamento de San José, Uruguai.* Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 262 p.

BEST, M. M. R. 1998. Distribution and nature of siliciclastic and carbonate sediments on the tropical American shelves: significance for carbonate burial. *Geological Society of America, Abstracts with Programs, 28*: 364.

BEST, M. M. R. 2000. *Fates of skeletal carbonatein tropical marine siliciclastic and carbonate sediments, Panama.* Tese de Ph.D. University of Chicago, 309 p.

BEST, M. M. R. & KIDWELL, S. M. 2000. Bivalve taphonomy in tropical mixed siliciclastic-carbonate settings. I. Environmental variation in shell condition. *Paleobiology, 26*: 80-102.

BRETT, C. E.; ALLISON, P. A.; TSUJITA, C. J.; SOLDANI, D. & MOFFAT, H. A. 2006. Sedimentology, taphonomy, and paleoecology of meter-scale cycles from the Upper Ordovician of Ontario. *Palaios, 21*: 530-547.

CLARK, J.; BEERBOWER, J. R. & KIETZKE, K. K. 1967. Oligocene sedimentation, stratigraphy, paleoecology and paleoclimatology in the Big Badlands of South Dakota. *Fieldiana, Geology Memoirs, 5*: 1-158.

CLIFTON, H. E. & BOGGS, S. Jr. 1970. Concave-up pelecypod (*Psephidea*) shells in shallow marine sand, Elk River Beds, southwestern Oregon. *Journal of Sedimentary Petrology, 40*: 888-897.

DAVIES, D. J.; POWELL, E. N. & STANTON, R. J. Jr. 1989. Taphonomic signature as a function of environmental process: shells and shell beds in a hurricane-influenced inlet on the Texas coast.

Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 72: 317-352.

FELDMANN, R. E.; CHAPMAN, R. E. & HANNIBAL, J. T. 1989. Paleotechniques. *The Paleontological Society Special Publication*, nº 4.

FLESSA, K. W.; KOWALEWSKI, M. & WALKER, S. E. 1992. Post-collection taphonomy: shell destruction and the Chevrolet. *Palaios, 7*: 553-554.

FÜRSICH, F. T. 1980. Preserved life positions of some Jurassic bivalves. *Paläontologie Zeitschrift, 54*(3/4): 289-300.

GASTALDO, R. A.; DOUGLASS, D. P. & McCARROLL, S. M. 1987. Origin, characteristics, and provenance of plant macrodetritus in a Holocene crevasse splay, Mobile delta, Alabama. *Palaios, 2*: 229-240.

HOLZ, M. & BARBERENA, M. C. 1989. A importância da tafonomia para o estudo de vertebrados fósseis. *Acta Geológica Leopoldensia, 29:* 77-92.

HOLZ, M. & SIMÕES, M. G. 2005. Taphonomy: an Overview of Main Concepts and Applications to Sequence Stratigraphic Analysis. *In*: KOUTSOUKOS, E.M.C. *Topics in Geobiology: Aplied Stratigraphy.* USA: Springer, *23:* 249-279.

JABLONSKI, D. 1996. Body size and macroevolution. *In*: JABLONSKI, D.; ERWIN, D. H. & LIPPS, J. H. (eds.). *Evolutionary paleobiology.* University of Chicago Press, USA, p. 256-289.

KIDWELL, S. M. 2001. Ecological fidelity of molluscan death assemblages. *In*: ALLER, J. Y.; WODDIN, S. A. & ALLER, R. C. (eds.). *Organism-Sediment Interactions Symposium.* University of South Carolina Press, p. 199-221.

KIDWELL, S. M. 2002. Mesh-size effects on ecological fidelity of death assemblages: a meta-analysis of molluscan live-dead studies. *Geobios, 35* (Mémoire spécial 24): 107-119.

KIDWELL, S. M. & BOSENCE, D. W. J. 1991. Taphonomy and Time-averaging of marine shelly faunas. *In*: ALLISON, P. A. & BRIGSS, D. E. (eds.). *Taphonomy: realeasing the data locked in the fossil record. Topics in Geobiology*, Plenum Press, New York, p. 115-209.

KIDWELL, S. M.; FÜRSICH, F. T. & AIGER, T. 1986. Conceptual framework for the analysis and classification of fossil concentration. *Palaios, 1*: 228-238.

KIDWELL, S. M. & HOLLAND, S. M. 1991. Field description of coarse bioclastic fabrics. *Palaios, 6*: 426-434.

KIDWELL, S. M.; ROTHFUS, T. A. & BEST, M. M. R. 2001. Sensitivity of taphonomic signatures to sample size, sieve size, damage scoring system, and target taxa. *Palaios, 16*: 25-52.

KOTZIAN, C. B. & SIMÕES, M. G. 2006. Taphonomy of Recent freshwater molluscan death assemblages, Touro Passo Stream, Southern Brazil. *Revista Brasileira de Paleontologia, 9*: 243-260.

KOWALEWSKI, M. & HOFFMEISTER, A. P. 2003. Sieves and fossils: effects of mesh size on paleontological patterns. *Palaios, 18*: 460-469.

LaBARBERA, M. 1989. Analyzing body size as a factor in ecology and evolution. *Annual Review of Ecology and Systematics, 20*: 97-117.

LLEWELLYN, G. & MESSING, C. G. 1993. Compositional and taphonomic variations in modern crinoid-rich sediments from the deep-water margin of a carbonate bank. *Palaios, 8*: 554-573.

MARTIN, R. E.1999. *Taphonomy: A Process Approach.* Cambridge University Press, Cambridge, 508 p.

MARTIN, R. E. & LIDDELL, W. D. 1991. Taphonomy of foraminifera in modern carbonate environments: implications for the formation of foraminiferal assemblages. *In*: DONOVAN, S. K. (ed.). *The Processes of Fossilization.* Belhaven Press, London, p. 170-193.

MENDES, J. C. 1988. *Paleontologia Básica.* T. A. Queiroz Editora e Editora da Universidade de São Paulo, São Paulo, 347 p.

NEBELSICK, J. H. 1999. Taphonomy of *Clypeaster* fragments: Preservation and taphofacies. *Lethaia, 32*: 241-252.

PANDOLFI, J. M. & GREENSTEIN, B. J. 1997. Taphonomic alteration of reef corals: Effects of reef environment and coral growth form. I. The Great Barrier Reef. *Palaios, 12*: 27-42.

PEETERS, F.; IVANOVA, E.; CONAN, S.; BRUMMER, G. J.; GANSSEN, G.; TROELSTRA, S. & VAN HINTE, J. 1999. A size analysis of planktic foraminifera from the Arabian Sea. *Marine Micropaleontology, 36*: 31-63.

PERRY, C. T. 2000. Factors controlling sediment preservation on a north Jamaica fringing reef: a

process-eased approach to microfacies analysis. *Journal of Sedimentary Research, 70*: 633-648.

RODRIGUES, S. C. 2006. *Tafonomia de moluscos bivalves e braquiópodes das enseadas de Ubatuba e Picinguaba, norte do Estado de São Paulo: implicações do uso de assinaturas tafonômicas no reconhecimento de gradientes ambientais*. Tese (Doutorado) Instituto de Geociências, Universidade São Paulo, 118 p.

RODRIGUES, S. C.; LEME, J. M. & SIMÕES, M. G. 2006. Significado paleobiológico de agrupamentos (coloniais/gregários) de Conularia quichua Ulrich 1890 (Cnidaria), Formação Ponta Grossa, Devoniano (Pragiano-Emsiano), Bacia do Paraná, Brasil. *Ameghiniana, 43*: 273-284.

RODRIGUES, S. C.; SIMÕES, M. G. & PIRES-DOMINGUES, R. A. no prelo. Viés analítico em estudos tafonômicos com macroinvertebrados: implicações (paleo)ambientais e (paleo)ecológicas. *Revista Geologia USP*.

ROTHFUS, T. A. 2004. Clams and Brachiopods: Chips That Pass Out of Sight. *Palaios, 19*: 507-513.

SIMÕES, M. G. & GHILARDI, R. P. 2000. Protocolo tafonômico/paleoautoecológico como ferramenta na análise paleossinecologica. *Pesquisas em Geociências, 27*: 3-13.

SIMÕES, M. G. & KOWALEWSKI, M. 1998. Complex Shell Beds As Paleoecological Puzzles: A Case Study From The Upper Permian Of The Paraná Basin, Brazil. *Facies, 38*: 175-196.

SIMÕES, M. G.; MELLO, L. H. C.; RODRIGUES, S. C.; LEME, J. M. & MARQUES, A. C. 2000. Conulariid taphonomy as a tool in paleoenvironmental analysis. *Revista Brasileira de Geociências, 30*: 757-762.

SIMÕES, M. G.; RODRIGUES, S. C.; LEME, J. M.& BISSARO Jr, M. C. 2005. The settling pattern of brachiopod shells: stratigraphic and taphonomic implications to shell bed formation and paleoecology. *Revista Brasileira de Geociências, 35*: 383-391.

SIMÕES, M. G.; RODRIGUES, S. C.; LEME, J. M. & PIRES-DOMINGUES, R. A. 2007. Brachiopod shells on the beach: taphonomic overprinting in a fair-weather shell accumulation and their paleoecological implications. *Journal of Taphonomy, 5*: 205-225.

SMITH, A. M. & NELSON, C. S. 1994. Selectivity in sea-floor processes: taphonomy of bryozoans. *In*: HAYWARD, P. J.; RYLAND, J. S. & TAYLOR, P. D. (eds.). *Proceedings of the 9th international bryozoology conference*, Olsen and Olsen, Fredensborg, p. 101-105.

SPEYER, S. E. & BRETT, C. E. 1988. Taphofacies models for epeiric sea environments: Middle Paleozoic examples. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeocology, 63*: 225-262.

STANLEY, S. M. (1970) Relation of shell form to life habits in the Bivalvia (Mollusca). *Geological Society of America Memoir, 125*: 1-296.

TANG, C. M. 2000. Ugly Fossil Syndrome. *Palaios, 15*: 175-176.

TOMAŠOVÝCH, A. 2004. Effect of extrinsic factors on biofabric and brachiopod alteration in a shallow intraplatform carbonate setting (Upper Triassic, West Carpathians). *Palaios, 19*: 349-371.

TOMAŠOVÝCH, A. & ROTHFUS, T. A. 2005. Differential taphonomy of modern brachiopods (San Juan Islands, Washington State): effect of intrinsic factors on damage and community-level abundance. *Lethaia, 38*: 271-292.

TURNBULL, W. D. & MARTILL, D. M. 1988. Taphonomy and preservation of a monospecific titanothere assemblage from the Washakie Formation (late Eocene), Southern Wyoming. An ecological accident in the fossil record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 63*: 91-108.

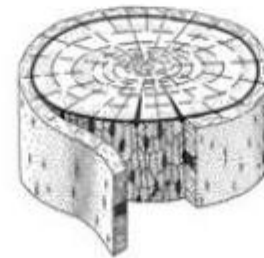
VOORHIES, M. R. 1969. Taphonomy and Population Dinamics of ar Early Pliocere Vertebrate Fauna. Krox Country, Nebruska. *Contributions to Geology, Special Paper*, nº 1, 69 p.

WOOD, J. M.; THOMAS, R. G. & VISSER, J. 1988. Fluvial processes and vertebrate taphonomy: The upper Cretaceous Judith River Formation, South-Central Dinosaur Provincial Park, Alberta, Canadá. *Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 66*: 127-43.

YESARES-GARCÍA, J. & AGUIRRE, J. 2004. Quantitative taphonomic análisis and taphofacies in Lower Pliocene temperate carbonate-siliciclastic-mixed platform deposits (Almería-Nijar basin, SE Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 207: 83-103.

ZUSCHIN, M.; STACHOWITSCH, M. & STATON, R. J. Jr. 2003. Patterns and processes of shell fragmentation in modern and ancient marine environments. *Earth-Science Reviews, 63*: 33-82.

Técnicas de Preparação de Material Paleobotânico

Margot Guerra-Sommer
Etiene Fabbrin Pires

A natureza fragmentária do registro de megafósseis vegetais, a composição físico-química distinta de diferentes órgãos e os diferentes processos de preservação a que podem ser submetidos fragmentos dispersos, são características que exigem a aplicação de diversas técnicas de preparação, visando a análises paleobotânicas.

Dessa forma, o estudo de moldes e impressões, gerados pelo processo de preservação autigênica (Schopf, 1970), não necessita de técnicas específicas de preparação, além dos cuidados quanto à não manipulação da superfície a ser estudada, a fim de evitar desgaste de impressões superficiais. Em alguns casos, quando a superfície a ser estudada apresenta estruturas pouco definidas, a utilização da técnica de obtenção de moldes da superfície em material plástico auxilia na detecção de alguns detalhes.

Os fósseis resultantes do processo de permineralizaçção celular (*sensu* Schopf, 1970) são os que fornecem mais informações a respeito das características estruturais das plantas fósseis. A sílica e o carbonato de cálcio correspondem aos elementos químicos que têm se constituído nos agentes mais importantes neste processo, embora outras substâncias, tais como o óxido férrico, sulfato de cálcio e magnésio possam atuar como agentes permineralizantes. Os exemplos mais evidentes desse processo são os lenhos permineralizados por sílica, quando podem ser observados os detalhes anatômicos de medula, do xilema primário e secundário, da casca, e, mais raramente, de células com paredes mais delicadas do câmbio vascular e floema. Esse material é estudado rotineiramente através da elaboração de seções planas (figura 24.1) e de lâminas delgadas (figura 24.2). O estudo da estrutura do lenho secundário de gimnospermas e angiospermas dicotiledôneas fósseis, de forma semelhante ao que ocorrem nas formas atuais, é efetuado a partir de três planos distintos:

i) transversal;

ii) tangencial;

iii) radial, os quais estão representados respectivamente na figura 24.1 e nas reconstruções diagramadas tridimensionais, representadas nas figuras 24.6, 24.7 e 24.8.

Os cortes devem obedecer a esses planos para obtenção de resultados efetivos na analise dendrológica.

No processo de geração de compressões carbonificadas (*sensu* Schopf, 1970), os componentes orgânicos do órgão reduzem-se a um filme carbonificado, envolvido pela cutícula, que dadas suas características químicas, permanece pouco alterada após a diagênese; resíduos da parede epidérmica aderidos a essa lâmina, removidos através da técnica de transferência em pelí-

cula (*peel*) permite estabelecer a caracterização estomática e identificar os padrões epidérmicos da espécie. A preservação de estruturas reprodutivas e eventualmente de esporos e/ou pólens a elas associados também podem ser resgatados através da técnica do *peel*. A análise de material permineralizado em pelotas carbonáticas (*coal balls*) associadas ao topo de camadas de carvão em jazidas francamente parálicas na província florística euroamericana também tem sido efetuada a partir da aplicação dessa técnica (figura 24.3).

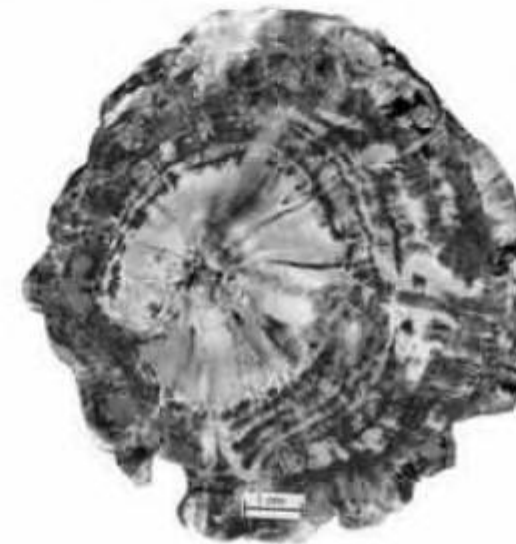



Figura 24.1 *Sommerxylon spiralosus* (Triássico, Bacia do Paraná) seção plana transversal do lenho.

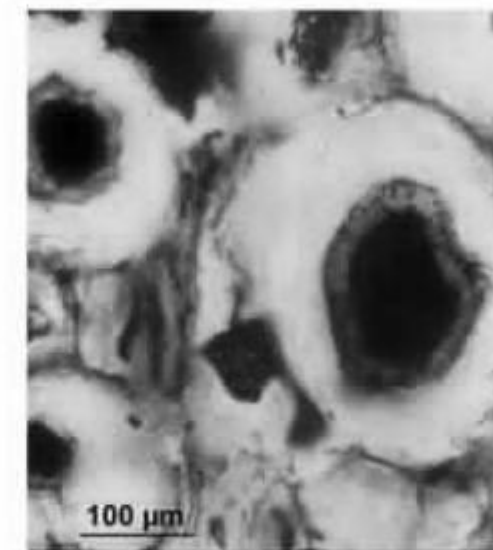



Figura 24.2 *Barakaroxylon resiniferum* (Permiano, Bacia do Paraná) células secretoras da medula.

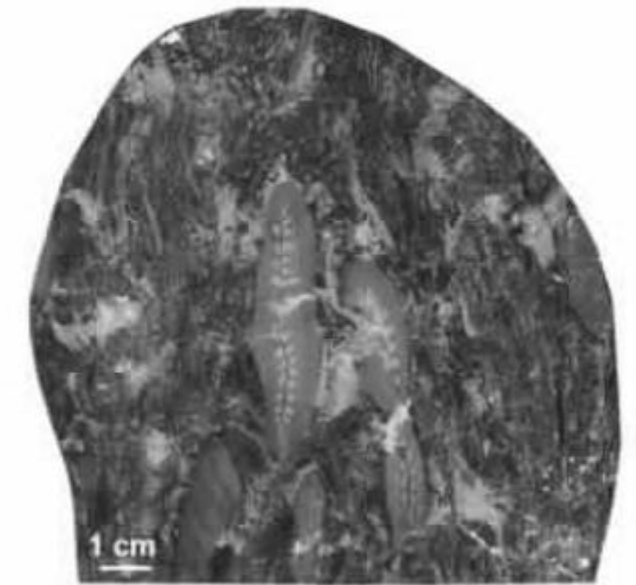



Figura 24.3 Fragmentos de plantas preservados em uma pelota de carbonato (Pensilvaniano, Alemanha).

A análise de compressões carbonificadas (figuras 24.4 e 24.5) e lenhos permineralizados (figura 24.1) através de microscopia eletrônica de varredura, fornece detalhamento muito importante a respeito da preservação de estruturas, não observáveis normalmente em microscopia ótica convencional.

Seções Planas

Sua elaboração permite observar padrões mesoscópicos, tais como anéis de crescimento e características gerais da medula em lenhos (figura 24.1).

A execução de seções planas obedece ao seguinte protocolo:

- cortar os lenhos nas seções desejadas – transversais, radiais e tangenciais – com máquina com serra diamantada lubrificada com óleo;
- lixar amostras com abrasivo carbeto de silício (320-500) e óxido de alumínio (1 500-3 000);
- lixar novamente as amostras com carbeto de silício em uma placa de vidro;
- lavar as amostras com água e sabão;
- secar as amostras em estufa (50°C por 24 horas);
- polir as amostras com óxido de alumínio 1 500.

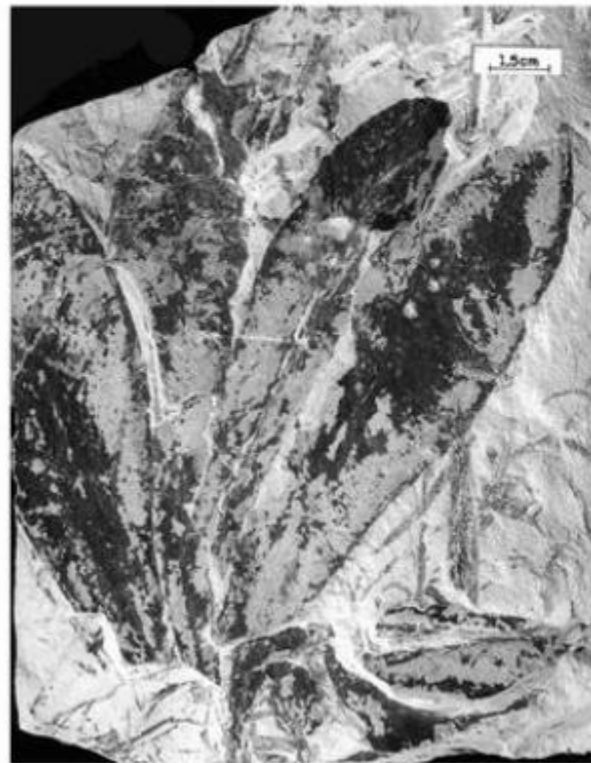



Figura 24.4 Compressões carbonificadas da *Glossopteris brasiliensis* (Permiano, Bacia do Paraná).

Figura 24.6 Seção do caule de *Quercus* evidenciando as características gerais das seções transversal, radial e tangencial. Adaptado de Weier *et alii* (1970).

Figura 24.5 Padrões epidérmicos de *Glossopteris* preservadas como compressão carbonificada.

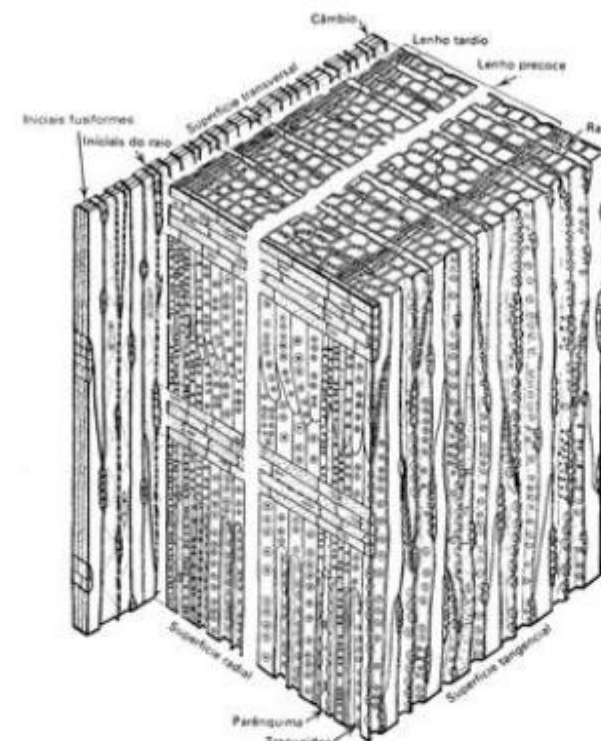



Figura 24.7 Bloco-diagrama de lenho e câmbio vascular de conífera (*Thuya occidentalis*). Modificado de Esaú (1974).

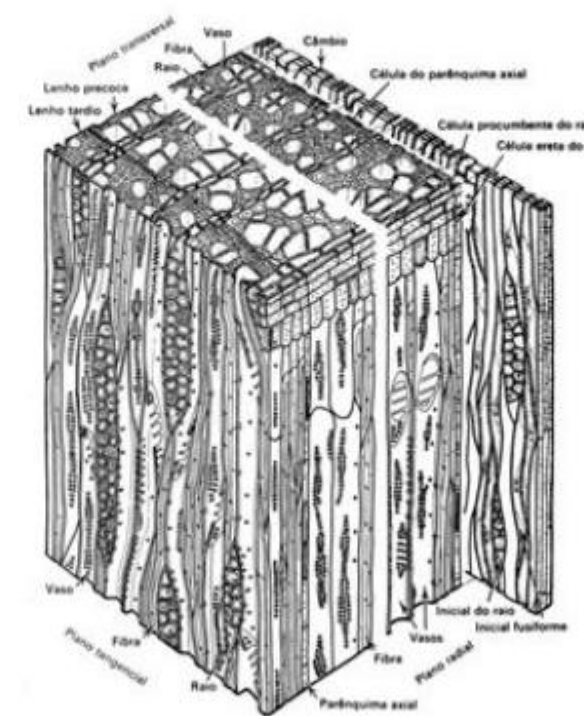



Figura 24.8 Bloco-diagrama de angiosperma dicotiledônea (*Liriodendrum tulipifera*). Modificado de Esaú (1974).

Lâminas Delgadas

A técnica para obtenção de lâminas delgadas em lenhos fósseis (figura 24.2) ou outros órgãos permineralizados obedece ao seguinte procedimento (Pires, 2003):

- secar as amostras em estufa (30 a 40°C) por cerca de uma semana;
- cortar os lenhos na seção desejada – transversais, radiais e tangenciais – com máquina com serra diamantada lubrificada com óleo;
- retirar amostras menores dos fragmentos utilizando máquina com serra lubrificada com água;
- lixar amostras com abrasivo carbeto de silício (320-500) e óxido de alumínio (1 500-3 000);
- lixar novamente as amostras com carbeto de silício em uma placa de vidro;
- lavar as amostras com água e sabão;
- secar as amostras em estufa (50°C por 24 horas);
- colar as amostras em lâminas de vidro com araldite CY 248 e endurecedor HY 95 (6:1);
- secar as amostras em estufa (50°C por 24 horas);
- serrar o excedente de rocha das amostras em máquina lubrificada com água;
- lixar as amostras em máquina politriz até a obtenção da espessura desejada, primeiramente com carbeto de silício 320 em placa de vidro e posteriormente utilizar o óxido de alumínio 1 500;
- limpar as lâminas com xilol e etiquetar.

O grau de polimento deve ser controlado através da observação em microscópio ótico, visto que a espessura da lâmina é diferenciada em relação a lâminas petrográficas de rocha.

A confecção de lâminas delgadas com **impregnação** visa à preparação de amostras permineralizadas, mas muito friáveis, e segue o seguinte procedimento:

- secar as amostras em estufa (40°C) por cerca de três dias;
- colocar as amostras em forma de alumínio e cobri-las com mistura resinosa preparada da seguinte forma:
  - – Resapol T208 – 300 mL;
  - – monômero de estireno – 100 mL;
  - – catalisador – 15 a 20 gotas;
- colocar as amostras em dessecador por 10 a 15 minutos;
- preencher novamente as amostras com o preparado resinoso à medida que o volume inicial for diminuindo.

Blocos para Microscopia Eletrônica de Varredura

São obtidos através do seguinte procedimento:

- retirar pequenos fragmentos (máx. 4 mm) dos lenhos fósseis usando martelo e talhadeira. Esse procedimento normalmente isola fragmentos que preservam clivagens das diferentes faces do lenho (tangencial, radial ou transversal). No caso de fragmentos de *charcoal* (lenho queimado), resgatar o fragmento com pinça do sedimento (figura 24.9).
- colar os fragmentos em uma lâmina de vidro com esmalte;
- metalizar as amostras com ouro-paladium.

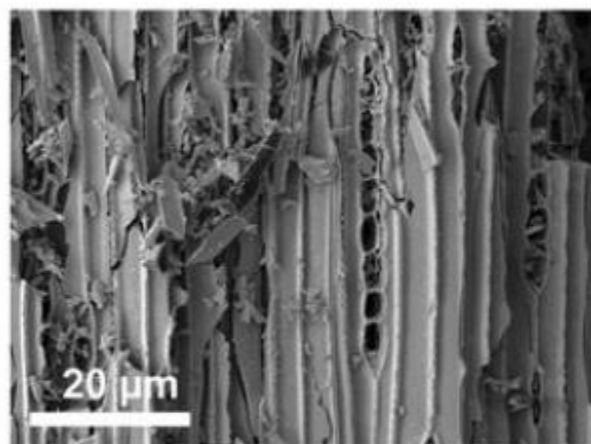



Figura 24.9 Fragmento de *charcoal* de gimnosperma (Permiano, Bacia do Paraná).

A. Deslocamento de Película (*Peel*)

A presença de resíduos orgânicos estruturados nos espécimes fósseis é condição essencial para a obtenção de *peels* (Joy *et alii*, 1956). Permineralizações de lenhos geradas em ambientes anóxicos e pelotas de carbonato (*coal balls*, figura 24.3) ocorrentes no topo de camadas de carvão parálico constituem fósseis que se prestam à aplicação dessa técnica.

Após a obtenção de cortes, devem ser efetuados os seguintes procedimentos:

- polir a superfície selecionada. Tal procedimento requer abrasivos como *carborudum*, cuja granulação varia de grossa à fina (500-1 200); o polimento deve chegar ao brilho e produzir uma superfície plana; pode ser feito manualmente ou em mesa com disco giratório;
- lavar a superfície polida e deixar secar;
- atacar a superfície polida com o ácido ou ácidos mais adequados ao tipo de permineralização (silicificação, carbonatização, dolomitização, fosfatização), visando à eliminação da matriz mineral. O tempo de ataque varia de acordo com a concentração mineral reagente em cada caso e, portanto, tentativas devem ser efetuadas em cada amostra até obter o padrão efetivo de ataque. Ao final do processo, a matéria mineral será eliminada e restará, em altorelevo, a estrutura orgânica preservada.

No caso de permineralização por sílica, que se constitui no tipo mais comum de lenho silicificado, utiliza-se ácido fluorídrico diluído de 20 a 40%.

- Lavar a superfície em água corrente por cerca de 10 a 15 minutos, tendo o cuidado de não deixar o fluxo de água incidir diretamente sobre a superfície atacada. Não tocar a superfície, pois a mais leve pressão destruiria a organização celular em relevo liberada da matriz mineral.
- Secar a amostra em ambiente natural. Após isso, gotejar acetona pura sobre a superfície e, de imediato, sem deixar formar bolhas, assentar sobre ela um recorte de filme de acetato (recomenda-se papel Ultrafan). A acetona dissolve o filme que, ao secar, captura a estrutura orgânica desmineralizada. Em seguida, descolar o filme e colocar o mesmo sobre a lâmina, incluir em bálsamo do Canadá ou resina sintética adequada e colocar a lamínula.

Uma variação da técnica consiste na aplicação de película (*peel*) em compressões carbonificadas de folhas fósseis. Nesse caso os procedimentos são os seguintes:

- limpar o espécime do excesso de resíduos da rocha matriz; gotejar sobre ele a acetona, aderindo o filme de acetato sem deixar bolhas; depois da secagem, descolar a película à qual podem também estar aderidos resíduos da rocha; mergulhar a mesma em ácido fluorídrico diluído a 20 e 40% por 2 a 3 minutos; lavar e secar a película; montar entre a lâmina e a lamínula por meio do bálsamo do Canadá ou outras resinas.

Referências

ESAU, K. 1974. *Anatomia das Plantas com Sementes*. São Paulo, Edgard Blücher, 293 p.

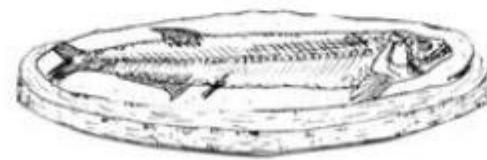
JOY, K. W.; WILLIS, A. J. & LACEY, W. S. 1956. A rapid cellulose peel technique in paleobotany. *American Journal of Botany, 20:* 635-637.

PIRES, E. F. 2003. *Sommerxylon spiralosus* n. gen. et n. sp. no *Mesozoico do Rio Grande do Sul: significado taxonômico*. Dissertação (Mestrado em Geociências), Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 135 p.

SCHOPF, J. 1970 Modes of Fossil Preservation. Rewiew of Palaeobotany and Palynology, *20*: 27-53 .

WEIER, T. E.; STOCKING, C. R. & BARBOUR, M. G. 1970. *Botany: An Introduction to Plant Biology*. 4[th] ed. New York, John Wiley & Sons, 708 p.

Técnicas de Preparação Química para Vertebrados Fósseis

Maria Eduarda de Castro Leal
Paulo Marques Brito

Ao preparar um espécime fóssil o pesquisador encontra-se diante de um dos mais importantes momentos de seu trabalho, porque cada exemplar é único, frequentemente de uma espécie já extinta há milhões de anos. Ou seja: é necessário que a maior quantidade possível de informações seja obtida a partir daquela peça, e muitas vezes uma informação crucial está oculta pela matriz envolvente, necessitando-se apenas de uma boa preparação que a revele para o pesquisador.

Pode-se entender a responsabilidade de quem empreende a tarefa de preparar um fóssil, e os motivos que levam a uma crescente especialização de pessoal e refinamento de técnicas utilizadas.

Para uma boa preparação, necessita-se de "mão firme", ferramentas e técnicas adequadas, bons conhecimentos de anatomia e geologia, noções de química e muita paciência. Cada etapa da preparação deve ser minuciosamente controlada, pois muitos fósseis podem ser inadvertidamente avariados ou destruídos pelo uso de técnicas não apropriadas, ou, mesmo no caso de utilização da técnica adequada, pela tentativa de acelerar o processo, feita por algum preparador mais afoito, o que poderá danificar irremediavelmente o espécime.

Ao longo da segunda metade do século XX, a utilização de produtos químicos revolucionou as técnicas de preparação de vertebrados fósseis; ao reagirem com a matriz que envolve o fóssil, provocam sua dissolução e permitem a extração do espécime muitas vezes tridimensional. Graças ao contínuo aprimoramento destas técnicas, os pesquisadores passaram a ter acesso a complexos anatômicos e detalhes estruturais até então desconhecidos em formas fósseis, resultando em análises cada vez mais precisas dos espécimes estudados.

Neste capítulo serão discutidos os procedimentos para a preparação química de fósseis de vertebrados, com a indicação das diferentes técnicas, descrição detalhada das etapas e dos cuidados a serem observados em cada uma delas.

Preparação Química: A Utilização de Ácidos

A utilização de um ácido inorgânico foi pela primeira vez descrita por Steen (1930), que utilizou ácido clorídrico para dissolver crânios de anfíbios, obtendo assim a impressão destes na matriz. Esta técnica de dissolução dos elementos orgânicos foi posteriormente empregada por White (1935) em "ostracodermas". Preocupado em preservar a estrutura óssea de seus espécimes, Bulman (1931) utilizou ácido clorídrico e ácido fluorídrico para remover um peixe de uma matriz de arenito calcífero, fixando-o em uma lâmina de vidro.

Embora os ácidos empregados neste caso tenham sido inorgânicos, com o desenvolvimento da técnica passou-se a dar preferência aos ácidos orgânicos, que permitem obter uma melhor preservação da estrutura óssea. A partir de Bulman (1931), vários autores passaram a utilizar ácidos na preparação de seu material fóssil (White, 1946; Toombs, 1948; Rixon, 1949; Toombs & Rixon, 1950).

Também conhecida como método de transferência (*transfer*) (Toombs & Rixon, 1950), a técnica de preparação de fósseis de vertebrados através do ataque à matriz calcária por uma solução de ácido orgânico tem demonstrado ser das mais eficazes quando se trata de preparação de material da Bacia do Araripe, sendo utilizado por inúmeros autores, como Braillon (1973), Maisey (1991), Kellner (1992), Martill (1993) e Brito (1997).

Os Diferentes Ácidos Utilizados: Vantagens e Desvantagens

Dentre os ácidos orgânicos mais frequentemente utilizados na preparação estão o fórmico e o acético; embora o último seja o mais largamente empregado, devido ao seu baixo custo, e por ser menos prejudicial à saúde, o primeiro apresenta-se mais vantajoso, com resultados consideravelmente superiores.

Como desvantagens do uso de ácido acético podemos citar: a) o ataque significativo ao fosfato de cálcio presente nos elementos ósseos (Braillon, 1973); b) a formação de cristais que, com o seu crescimento, causam a ruptura dos ossos lamelares dos teleósteos – isto pode se dar mesmo após finda a preparação, pois permanecem resíduos do ácido no material; c) o odor intenso e desagradável emanado pelo ácido.

A utilização do ácido fórmico evita estes percalços, à exceção do mau cheiro (embora este seja mais suave). Um importante ponto negativo a ser considerado quando se pensa em utilizar ácido fórmico é o seu potencial teratogênico.

A Importância dos Agentes Consolidantes para a Preparação

A distinção entre **agente consolidante** e **adesivo** é arbitrária, indicando mais a concentração da solução do que diferenças entre o soluto; portanto, refere-se a diferentes graus de diluição de uma mesma substância. Geralmente o agente consolidante é menos concentrado, enquanto no adesivo a concentração é maior (Wolberg, 1989).

Os agentes consolidantes são vitais para um bom resultado em um processo de preparação; isto se dá porque os fósseis podem encontrar-se, de acordo com os eventos tafonômicos envolvidos na fossildiagênese, em diferentes graus de integridade e resistência; são, consequentemente, utilizados para manter a estrutura do fóssil coesa, quer no campo como no laboratório, impedindo a desintegração total ou parcial do exemplar durante o processo de preparação.

Importância dos ácidos na preparação de teleósteos fósseis preservados em concreções calcárias: o caso específico do material do Araripe

A utilização do ácido fórmico (ou acético) permite ao preparador extrair da matriz não apenas os ossos do espécime como eventuais amostras de tecido mole fosfatizado, relativamente comuns nas concreções calcárias e em calcário laminar procedentes de diversas localidades como Solnhofen na Alemanha, Cerin na França, Pinãr del Rio em Cuba ou na Bacia do Araripe. Os resultados obtidos podem ser visualizados em duas importantes peças procedentes da Bacia do Araripe preparadas pelo método de transferência (figuras 25.1 e 25.2).

Abaixo daremos uma breve explicação sobre o mecanismo de ação do ácido fórmico. Julgamos tal explanação necessária porque uma análise química do mecanismo de preparação de fósseis preservados em matriz calcária está disponível apenas quando o ácido empregado é o acético (Braillon, 1973), faltando informações com relação ao fórmico.

O ácido fórmico (HCOOH ou $HCHO_2$) é um ácido orgânico molecular fraco. A dissociação em solução aquosa de um ácido orgânico molecular fraco, HB, é expressa pela equação geral:

$$HB\,(aq) \leftrightarrows H^+\,(aq) + B^-\,(aq)$$

onde os produtos são um próton (H^+) e a base conjugada (B^-) do ácido fraco. No $HCHO_2$, o átomo de hidrogênio ionizável está ligado ao oxigênio, fazendo parte do grupo COOH (carboxila).

Por ocasião da preparação, o ataque do ácido se dá na matriz calcária, composta por $CaCO_3$, nada acontecendo nas regiões fosfatizadas, compostas por $Ca_3(PO_4)_2$.

Figura 25.1 Visão lateral da face de *Araripelepidotes*, um semionotídeo do Cretáceo Inferior da Bacia do Araripe, após preparação química.

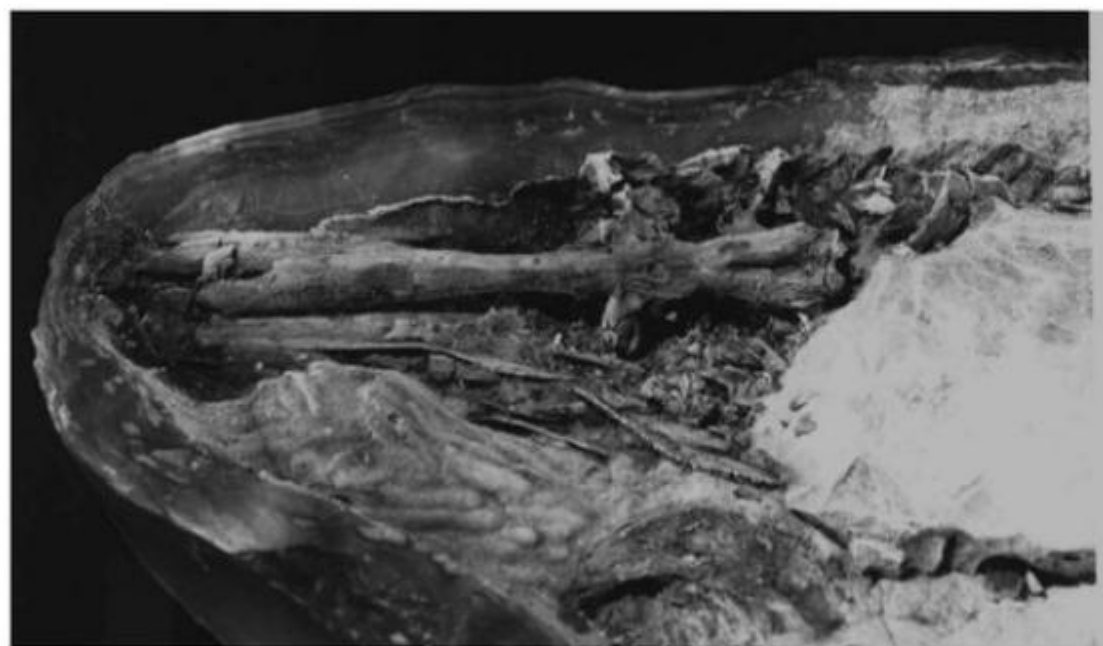



Figura 25.2 *Obaichthys*, um lepisosteídeo do Cretáceo Inferior da Bacia do Araripe. Vista do neurocrânio após preparação química.

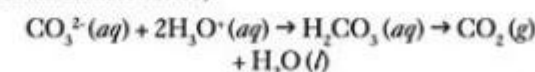
O ácido fórmico, que é um ácido orgânico fraco, dissocia-se parcialmente em presença de H_2O, tendo um hidrogênio do grupamento carboxílico ionizado, segundo a reação:

$$HCOOH\,(aq) + H_2O\,(l) \leftrightarrows HCOO^-\,(aq) + H_3O^+\,(aq)$$

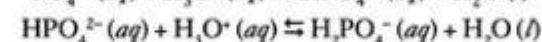
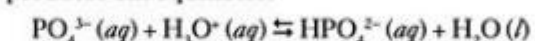
que forma então íons hidrônio (em solução aquosa, o íon H^+ é hidratado e frequentemente escrito como íon hidrônio: H_3O^+).

Quando o fóssil entra em contato com esta solução, observam-se as seguintes reações:

A) Os íons CO_3^{2-} do carbonato de cálcio reagem com os íons hidrônio formando ácido carbônico, que por sua vez se dissocia em água e gás carbônico, que é liberado para a atmosfera (daí observarmos aquele borbulhar característico):

$$CO_3^{2-}\,(aq) + 2H_3O^+\,(aq) \rightarrow H_2CO_3\,(aq) \rightarrow CO_2\,(g) + H_2O\,(l)$$

Notem que todos os CO_3^{2-} disponíveis são consumidos nesse processo, ocasionando a degradação do carbonato de cálcio.

B) Do fosfato de cálcio vão reagir com o hidrônio os íons PO_4^{3-}. Acontece que os átomos de hidrogênio ligados ao fósforo não se dissociam em água, e teremos assim a formação de espécies estáveis: o hidrogenofosfato de cálcio ($CaHPO_4$) e o di-idrogenofosfato de cálcio ($Ca(H_2PO_4)_2$), dos quais vão reagir os íons HPO_3^{2-} e $H_2PO^-_2$. Fica assim caracterizado um caso de equilíbrio tamponado, com reagentes e produtos em equilíbrio e pH constante; em um sistema tamponado as concentrações de HB e de B^- são aproximadamente iguais. As reações não se completam, mas produzem uma mistura de reagentes e produtos em equilíbrio:

$$PO_4^{3-}\,(aq) + H_3O^+\,(aq) \leftrightarrows HPO_4^{2-}\,(aq) + H_2O\,(l)$$
$$HPO_4^{2-}\,(aq) + H_3O^+\,(aq) \leftrightarrows H_2PO_4^-\,(aq) + H_2O\,(l)$$

Como existe um equilíbrio e as reações são reversíveis, uma espécie química podendo se converter na outra, o fosfato não é consumido, de modo que os tecidos moles não são degradados pelo ácido fórmico, permanecendo inalterados, assim como o fosfato presente nos ossos.

Material Utilizado

– Ácido Fórmico ($HCHO_2$) a 85%

– Acetona (pura) ou Acetato de Etila

Obs.: Não deve ser utilizada a acetona comum vendida em farmácias, pois o resultado é uma película esbranquiçada residual decorrente da evaporação do produto, que recobre o material e torna difícil a observação.

– Fosfato tricálcico ($Ca_3(PO_4)_2$).

– Agente consolidante (cola plexigum ou paraloide).

– Plastilina (massa de modelar).

– Resina acrílica.

– Resina epóxi.

– Água (H_2O; não há necessidade de destilação).

– Provetas de 500 mL e 1 000 mL.

– Agulhas e trepanador.

– Bandejas e recipientes plásticos (ou de qualquer outro material inerte, não reativo) diversos (o tamanho varia de acordo com as dimensões do material a ser preparado).

– Pincéis diversos.

– Caixas de tamanhos diversos (madeira ou papelão).

– Plástico bolha.

Etapas da Preparação

A) Uma vez aberta a concreção por impacto mecânico, toma-se uma metade, e a face onde está exposto o espécime deve ser incluída em resina acrílica.

B) Para tanto, modela-se com a plastilina uma "cama" em torno do material, como ilustrado na figura 25.3A. Extremo cuidado deve ser tomado para que a plastilina fique totalmente aderida à matriz, sem o que podem ocorrer vazamentos e a inclusão ficará imperfeita.

C) Mistura-se a resina ao catalisador na proporção de 20 gotas de catalizador para cada 100 g de resina, (ou seguindo orientações do fabricante; o importante é que a polimerização não seja "instantânea" – como é o caso de diversas marcas de resina disponíveis no mercado) derramando-se a mistura vagarosamente (para evitar bolhas) sobre o material (figura 25.3B).

D) Aguarda-se cerca de 24 h até a completa polimerização da resina, quando então retira-se a "cama" de plastilina.

E) Retira-se mecanicamente tanta matriz quanto possível com o auxílio das agulhas e do trepanador; por último fazem-se sulcos na matriz para facilitar e agilizar a ação do ácido ficando o material com a aparência ilustrada na figura 25.3C.

F) O material é então totalmente imerso em uma solução tamponada de ácido fórmico a 10% (figura 25.3D). O tamponamento se faz saturando-se a solução ácida com fosfato tricálcico; este cuidado faz com que o ataque do ácido ao espécime seja mínimo. É importante estar atento para que a evaporação da solução não cause a emersão do material, pois em tal caso ocorre a cristalização do ácido, causando a ruptura dos ossos lamelares.

G) O material deve ficar sob constante vigilância. Assim que os primeiros ossos aparecerem, a peça é retirada do ácido e imersa em água para neutralização, que deve durar ao menos 12 h. O ideal é que a água seja corrente.

H) Procede-se à secagem da peça por 24 h, período após o qual fica pronta para a colagem.

I) A colagem é feita pincelando-se delicadamente a superfície exposta dos ossos com a solução de agente consolidante ("plexigum" + acetona). Após esta etapa, a peça deve secar no mínimo por 24 h, quando estará pronta para voltar para o ácido. Qualquer resíduo de cola que permaneça na matriz deve ser removido com um pincel embebido em acetona pura. No caso de haver forte presença de calcita no exemplar, é conveniente preencher os espaços formados com resina epóxi, o que evita a fragmentação da peça.

J) Repetem-se as etapas F, G, H e I até que toda a matriz tenha sido removida. Muita atenção deve ser dispensada durante o processo para evitar perdas irreparáveis; é importante lembrar sempre que o material ósseo libertado da matriz é extremamente frágil, por isso as etapas G, H e I devem ser seguidas à risca. Qualquer desatenção pode significar danos ao espécime. Quando já estiverem expostos cerca de 60% do espécime, recomenda-se diluir a solução de ácido de 10% para 5%, até a finalização (figura 25.3 E).

K) Devido à fragilidade do material após a preparação, cuidados especiais devem ser tomados para o seu acondicionamento. A peça deve ser acomodada em uma caixa forrada com uma camada dupla de plástico bolha. Não é apropriado usar algodão para este fim, pois suas fibras se enredam no material, podendo danificá-lo quando removidas. A caixa deve ter preferencialmente o tamanho exato da peça, de modo a evitar qualquer movimentação desta no seu interior, e deve ser depositada em um armário estável. Qualquer trepidação pode ter um efeito desastroso, já que os finos ossos lamelares dos teleósteos fósseis se fragmentam com muita facilidade. Um eventual transporte do material preparado, se indispensável, deve ser cercado por grandes precauções devido aos motivos já expostos; o ideal é evitar ao máximo qualquer tipo de transporte. Observados estes cuidados, a duração do material preparado é indefinida, podendo-se citar que materiais preparados há mais de dez anos continuam em excelente estado, sem qualquer tipo de dano (figura 25.4).

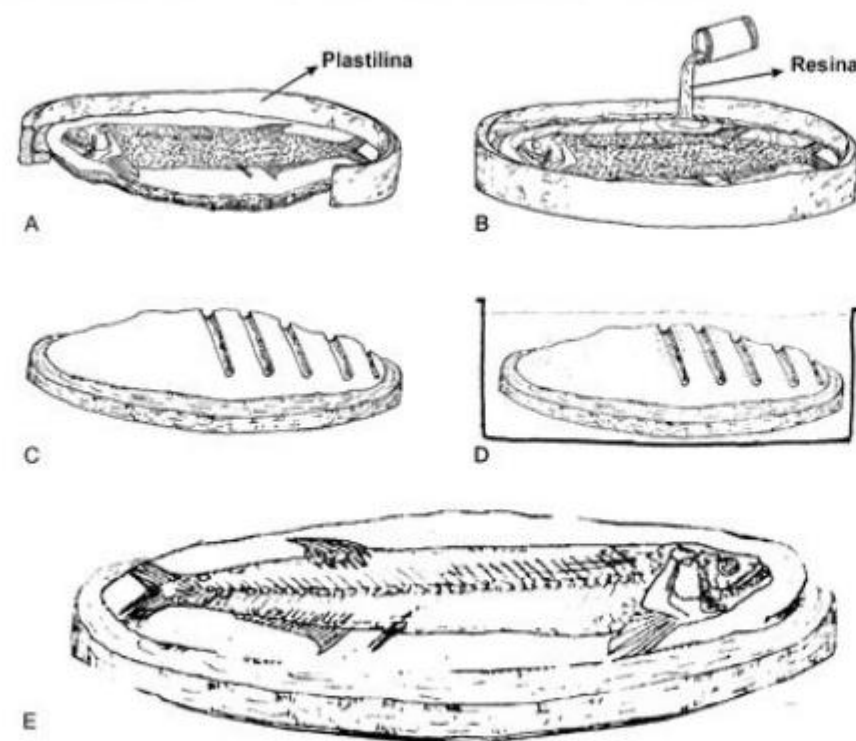



Figura 25.3 Etapas da preparação: (A) Confecção da cama de plastilina. (B) Inclusão na resina. (C) Sulcos na matriz, (D) Imersão no ácido. (E) Material preparado.

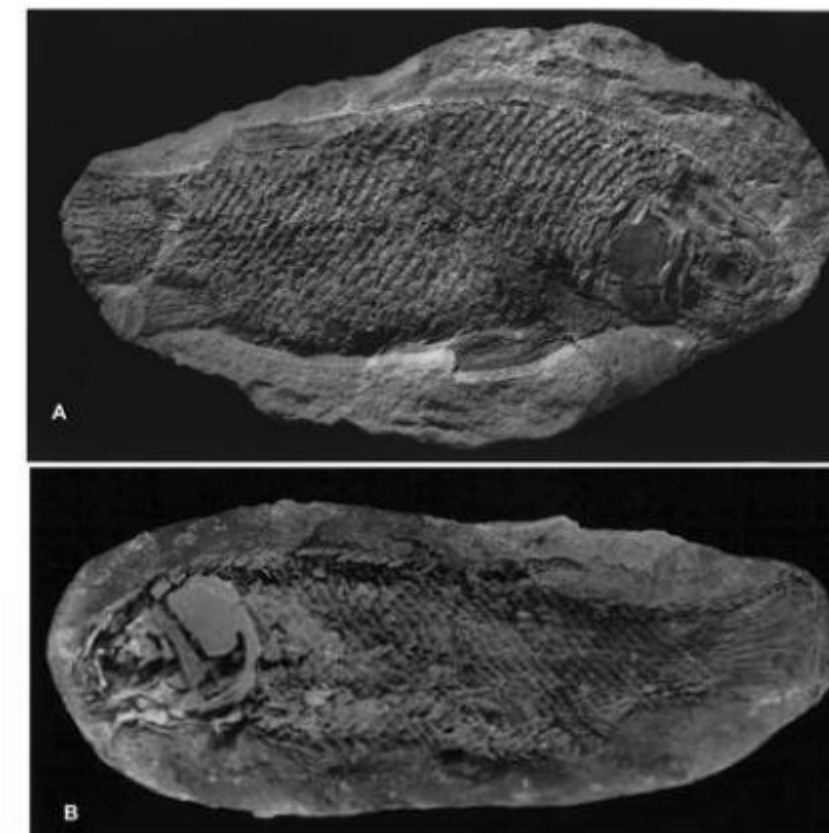



Figura 25.4 Exemplo de "antes e depois" em uma preparação química clássica. Em (A), a concreção com o exemplar de *Araripelepidotes* foi recém-aberta; em (B), após a preparação química, o mesmo espécime, agora com suas estruturas osteológicas evidenciadas.

Técnicas de Preparação Mista (Mecânica/Química)

A. Para Fósseis de Vertebrados Preservados em Lajes Calcárias

Consiste esta técnica basicamente em uma utilização equilibrada do ataque químico associado à preparação mecânica. A qualidade de preservação 2D dos materiais encontrados em lajes calcárias é especialmente satisfatória para a análise de certas estruturas, como o complexo caudal de teleósteos. Para a obtenção de bons resultados, é essencial que o grosso da preparação seja realizado mecanicamente, com o auxílio de lupa (microscópio de luz refletida) e agulhas finas. Para tanto, é indispensável um porta-agulha que mantenha firmemente fixada a ponteira. O ataque com ácido é feito para finalizar a preparação, pingando-se algumas gotas de ácido fórmico a 5% nas regiões desejadas, para livrá-las de resquícios de calcário, evidenciando melhor as estruturas. O espécime deve ser imerso em água imediatamente após o término da reação, o que se dá geralmente em poucos segundos.

Blum *et alii* (1989) refinaram a técnica para utilização em material impregnado com elementos ferrosos, que podem estar presentes não apenas na matriz como nos elementos ósseos do espécime, na forma de óxido férrico (Fe_2O_3). O método, batizado de Método de Waller, mostrou-se extremamente eficaz na preparação de material preservado em lajes calcárias da Bacia do Araripe. Combina-se a preparação mecânica com a utilização de uma solução redutora composta por citrato de sódio ($Na_3C_6H_5O_7.2H_2O$), bicarbonato de sódio ($NaHCO_3$) e ditionito de sódio ($Na_2S_2O_4$). O óxido férrico (Fe_2O_3) é então reduzido a hidróxido de ferro ($Fe(OH)_2$) pela ação do ditionito de sódio. Sendo mais solúvel que o óxido férrico, o hidróxido de ferro é então

atacado pelo citrato de sódio, que sequestra os íons ferrosos solubilizando-os e removendo-os da matriz. O bicarbonato atua como tampão, para que o pH da solução mantenha-se nos níveis ótimos entre 7,0 e 7,3. Vide também Maisey (1991).

Procedimentos de Segurança

Todo procedimento laboratorial envolvendo a utilização de ácidos é potencialmente perigoso. Por isso torna-se de grande importância o conhecimento do correto manuseio destas substâncias, assim como do seu potencial de reatividade química.

Os laboratórios devem ser equipados com um "lavador de olhos" e um chuveiro de emergência, facilmente acionáveis por uma alavanca. As pessoas designadas para a preparação devem se proteger utilizando óculos plásticos, luvas e aventais de borracha.

A preparação deve ser realizada em local bastante ventilado, onde haja bom escape dos gases (que são produzidos em grande quantidade tanto pela resina quanto pelo ácido, e podem causar reações bastante desagradáveis se inalados); o ideal é que se utilize uma capela.

Por último, segundo Grant (1989), todo laboratório no qual se faça uso de ácidos deve manter um estoque de soda (tanto carbonato como bicarbonato) para ser usada como agente neutralizador do ácido em caso de acidente.

Considerações Finais

Embora não deva ser vista como uma técnica definitiva, levando-se em conta o possível desenvolvimento de novos processos de preparação química, é inquestionável o papel que a preparação com ácidos vem desempenhando na paleontologia ao longo deste século, com o progressivo aperfeiçoamento da técnica proporcionando cada vez melhores preparações e maior aproveitamento do material.

Como principais vantagens pode-se citar a obtenção de espécimes tridimensionais, com perfeita visualização de estruturas, tais como foramens e canais sensoriais, nem sempre obtidos pela preparação mecânica; a possibilidade de obtenção de material fosfatizado (tecidos moles); e ainda um maior dinamismo no procedimento de preparação, pois é possível o processamento de vários espécimes ao mesmo tempo.

Como desvantagens é preciso levar em conta que, ao contrário do que pode parecer, o tempo despendido na preparação nem sempre é curto; as etapas F, G, H e I são repetidas muitas vezes, e frequentemente a quantidade de matriz retirada durante um dia de preparação é muito pequena, o que pode estender o trabalho por mais de um mês em uma única peça, dependendo da fragilidade do espécime. Com relação à fragilidade do espécime temos outra desvantagem (provavelmente a maior) da preparação com ácidos: há um enfraquecimento das estruturas ósseas, em parte resultado do ataque do ácido ao carbonato de cálcio presente na matriz óssea. Não são incomuns os danos ao material, mesmo tomando-se todas as precauções.

Pelos motivos expostos é de grande importância o correto armazenamento dos espécimes preparados. Os procedimentos curatoriais devem levar em conta a extrema fragilidade do material, sob pena de perda total.

Atenção especial deve ser dirigida aos dados tafonômicos antes de se iniciarem os procedimentos de preparação química, pois uma vez iniciada a dissolução da matriz calcárea pelo ácido, toda a informação relativa ao microambiente representado pela concreção estará perdida, como, por exemplo, o conteúdo de microfósseis ou organismos menores, tais como pequenos crustáceos, algas, além de coprólitos, frequentes nas concreções.

Referências

BRAILLON, J. 1973. Utilisation de techniques chimiques et physiques dans le dégagement et le triage des fossiles de vertebrés. *Bulletin Muséum National d'Histoire Naturelle. ser. 3, 176*: 141-166.

BRITO, P. M. 1997. Révision des Aspidorhynchidae (Pisces, Actinopterygii) du Mésozoique: ostéologie, relations phylogénétiques, données environnementales et biogéographiques. *Geodiversitas, 19*(4): 681-772.

BULMAN, O. M. B. 1931. Note on Palaeospondylus gunni, Traquair. *Annals and Magazine of Natural History, 8*: 179-190.

GRANT, R. E. 1989. Extraction of fossils from carbonates by acid. *In*: *Paleotechniques*, p. 237-243. *In*: FELDMANN, R. M.; CHAPMAN, R. E. & HANNIBAL, J. T. (eds.). The Paleontological Society Special Publication nº 4, 1989, 358 p.

KELLNER, A. W. A. 1992. Técnica de preparação para tetrápodes fósseis preservados em rochas calcárias. *A Terra em Revista, CPRM*, p. 24-31.

MAISEY, J. G. (ed.). 1991. *Santana Fossils: an illustrated atlas*. Tropical Fish Hobbyist Publications, New Jersey, 459 p.

MARTILL, D. M. 1993. *Fossils of the Santana and Crato Formations, Brazil*. The Palaeontological Association, London, 159 p.

RIXON, A. F. 1949. The use of acetic and formic acids in the preparation of fossil vertebrates. *The Museums Journal, 49*: 116-117.

STEEN, M. C. 1930. The British Museum collection of Amphibia from the middle coal measures of Linton, Ohio. *Proceedings of the Zoological Society of London, 55*: 849-891.

TOOMBS, H. A. 1948. The use of acetic acid in the development of vertebrate fossils. *The Museums Journal, 48*: 54-55.

TOOMBS, H. A. & RIXON, A. E. 1950. The use of plastics in the "Transfer Method" of preparing fossils. *The Museums Journal, 50*: 105-107.

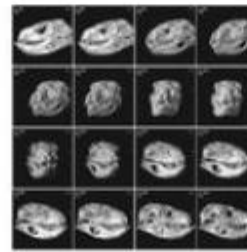
TOOMBS, H. A. & RIXON, A. E. 1959. The use of acids in the preparation of vertebrate fossils. New York, *Curator, 2*: 304-312.

WHITE, E. I. 1935. The ostracoderm *Pteraspis* Kner and the relationships of the Agnathous Vertebrates. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, 225*, ser.B: 381-457.

WHITE, E. I. 1946. The genus *Philaspis* and the "Psamosteus Limestone". *Quartely Journal of Geological Society of London, 101*: 207-242.

WOLBERG, D. L. 1989. Glues and other stick'ums and patch'ums, stabilizing compounds for strengthening fossils. *In*: FELDMANN, R. M.; CHAPMAN, R. E. & HANNIBAL, J. T. (eds.). The Paleontological Society Special Publication nº 4, 1989, *Paleotechniques*, p. 249-259.

Metodologias Digitais Aplicadas ao Estudo de Vertebrados

Sergio Alex Kugland de Azevedo
Luciana Barbosa de Carvalho
Domenica Diniz dos Santos

A tomografia computadorizada é uma técnica que fornece arquivos gráficos que podem ser utilizados como base em diferentes tipos de análises. Tem sua aplicação tradicional na medicina, sendo amplamente utilizada em função de ser um método não invasivo, rápido e de alta precisão diagnóstica que permite a visualização imediata de estruturas internas sem qualquer tipo de risco ao paciente.

O procedimento aqui discutido abre ao pesquisador novas vertentes de trabalho na análise dos vertebrados fósseis. Essas ferramentas (imagens digitais tratadas no computador) proporcionam ao pesquisador dados que antes não poderiam ser estimados devido ao impossível acesso, sem danos, às estruturas intracranianas ou a materiais ainda inclusos na matriz.

Os equipamentos utilizados na obtenção das imagens são de aplicação médica e consistem em tomógrafos tridimensionais helicoidais (figura 26.1). Várias marcas são encontradas no mercado e aqui serão citadas aquelas disponíveis nas instituições hospitalares que colaboram com as pesquisas do Projeto "Dinossauros em Meio Digital", em desenvolvimento no Setor de Paleovertebrados do Museu Nacional/UFRJ, em conjunto com o Instituto Nacional de Tecnologia (INT/MCT) e Centro de Pesquisas Renato Archer (CenPRA/MCT). Foram utilizados o tomógrafo computadorizado helicoidal – Philips/CT Secura (Hospital Central do Exército – HCE), o tomógrafo computadorizado helicoidal multislices – Siemens/Somatom Plus 4 – Volume Zoom (Clínica de Diagnóstico por Imagem – CDPI) e o Siemens/Somatom Balance (Hospital Universitário Clementino Fraga Filho – HUCFF/UFRJ).

Figura 26.1 Análise tomográfica em "bloco de campo".

A tomografia computadorizada em estudos paleontológicos vem sendo aplicada com sucesso desde os anos de 1980 (Conroy & Vannier, 1984). Na última década do século XX, essa metodologia passou a ser intensamente utilizada. Luo & Ketten (1991) produziram, através de imagens tomográficas, reconstruções das estruturas do ouvido interno de mamíferos multituberculados. Rowe *et alii* (1993) produziram um CD-Rom com estudos sobre *Thrinaxodon*, e Carlson (1993) apresentou uma introdução à tecnologia da tomografia computadorizada. Willis *et alii* (1995) utilizaram análises tomográficas no estudo do crânio de um crocodilo do Eoceno de Queensland, Austrália. Jabo *et alii* (1999) usaram imagens e modelos tridimensionais para auxílio na montagem de uma réplica de *Triceratops*. Rowe *et alii* (1999) obtiveram uma série de cortes a partir da tomografia computadorizada do crânio de um jovem exemplar de *Alligator mississippiensis* para visualizar tridimensionalmente estruturas intracranianas anteriormente não observadas pelos pesquisadores. Brochu (2000) produziu imagens digitais do crânio de *Tyrannosaurus rex* adquirindo informações das cavidades endocranianas vasculares e estruturas nervosas. Lyons *et alii* (2000), através da tomografia computadorizada, produziram um modelo tridimensional digital do basisfenoide-basioccipital de um *Tylosaurus* juvenil. Walters & Chapmann (2001) reconstruíram *Triceratops* "em vida". Andersen *et alii* (2001) discutiram a utilidade da prototipagem para o estudo de vertebrados fósseis. Maisey (2001) conseguiu descrever estruturas do endocrânio e do labirinto de *Cladodus wildungensis* ainda imersas em sedimento, através de imagens tomográficas, evitando os possíveis riscos de perda deste material durante a retirada da matriz encaixante. Rowe *et alii* (2001), aplicando a tecnologia de tomografia computadorizada, detectaram a fraude do *Archaeoraptor*, onde foram utilizados espécimens diferentes para a formação de um único exemplar. Alcober (2002) analisou crânios de diversas espécies de arcossauros e cinodontes do Triássico da Argentina obtendo um mapa completo das suturas e passagens dos nervos e canais pneumáticos permitindo interpretar sua funcionalidade. Andersen *et alii* (2002) produziram um modelo virtual do crânio do *Tyrannosaurus rex*. Balanoff & Rowe (2002) descrevem a osteologia do embrião do pássaro elefante (*Aepyornis*) sem a necessidade de danificar o ovo fóssil. Kohno & Uno (2002) revelaram o padrão de substituição dentária de *Desmostylus* e sua respectiva fórmula. Nance (2002) realizou uma pesquisa morfológica das características do crânio de *Angolosaurus skoogi*. Wilhite (2002) produziu um estudo da articulação entre a escápula-coracoide, úmero, rádio e ulna de *Diplodocus, Apatosaurus e Camarasaurus* criando modelos que ilustrariam a locomoção de saurópodes do Jurássico Norte-Americano.

No Brasil essa técnica foi inicialmente aplicada por Azevedo, Silva & Silva (1994) e Azevedo, Silva & Ferigolo (1994, 2000). Posteriormente, já dentro dos resultados preliminares do Projeto "Dinossauros em Meio Digital", uma série de resultados foram apresentados Grillo *et alii* (2003), Ramos *et alii* (2003), D. Santos *et alii* (2003) e J. Santos *et alii* (2003), e, mais recentemente, por Azevedo & Carvalho (2009).

A metodologia empregada para a obtenção das imagens por tomografia envolve o uso da tomografia tridimensional helicoidal, que é capaz de gerar uma série de imagens bidimensionais de cortes sucessivos (figura 26.2) que, em sequência, transmitem informações volumétricas.

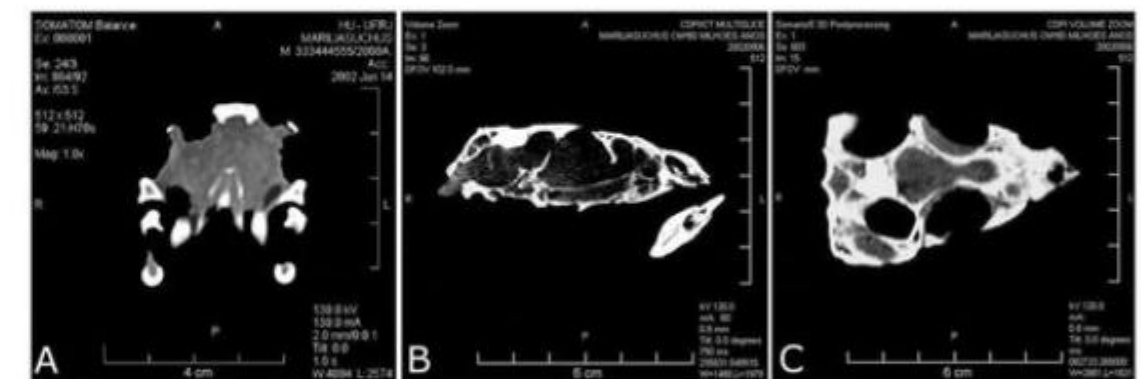



Figura 26.2 Tomografia computadorizada helicoidal no crânio de *Mariliasuchus amarali* (MN 6298-V). (A) Corte axial. (B) Corte sagital. (C) Corte coronal.

Técnicas e Equipamentos

Os resultados obtidos variam de acordo com o nível de densidade do fóssil e de diferenças entre o material de origem óssea e a matriz sedimentar. O exame tomográfico se dá através de cortes sequenciais do exemplar. Com base nas dimensões e características morfológicas de cada fóssil, são utilizadas diferentes espessuras de corte.

O grande diferencial desta técnica (além de permitir a visualização de estruturas internas do material fóssil analisado) está na realização da reconstrução tridimensional, onde o exame tomográfico é tratado digitalmente de modo a produzir imagens tridimensionais volumétricas virtuais (figura 26.3), nas quais pode-se trabalhar com variáveis de densidades tornando possível a delimitação precisa do material fóssil. Assim, o exemplar pode ser visualizado por completo em vários ângulos, sem a interferência da matriz interna e envolvente.

No caso de blocos trazidos do campo, a utilização dessa técnica proporciona uma visão prévia do fóssil inserido no bloco e consiste em importante dado para orientar a preparação do exemplar. O processo de análise de densidade por tomografia tridimensional helicoidal (espécie de "preparação virtual" – figura 26.4) pode ser igualado ao processo de preparação mecânica ou química, onde, com a retirada da matriz encaixante, o material fossilífero é exposto. Esse tipo de exame permite ainda a visualização do posicionamento original do fóssil em relação à sua matriz encaixante e do posicionamento dos diferentes componentes ósseos do exemplar, permitindo a obtenção de importantes dados tafonômicos, geralmente perdidos por ocasião do processo de preparação (figura 26.5).

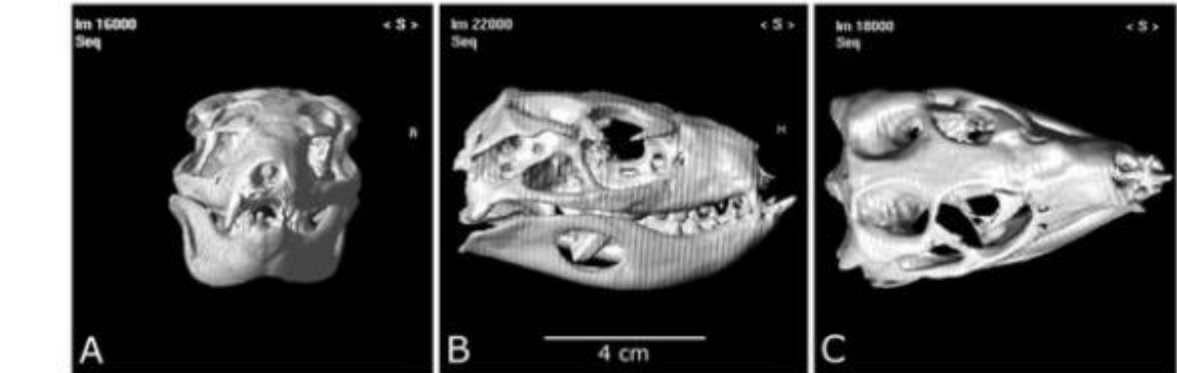



Figura 26.3 Reconstrução volumétrica (tridimensional) no crânio de *Mariliasuchus amarali* (MN 6298-V). (A) Vista frontal. (B) Vista lateral. (C) Vista dorsal.

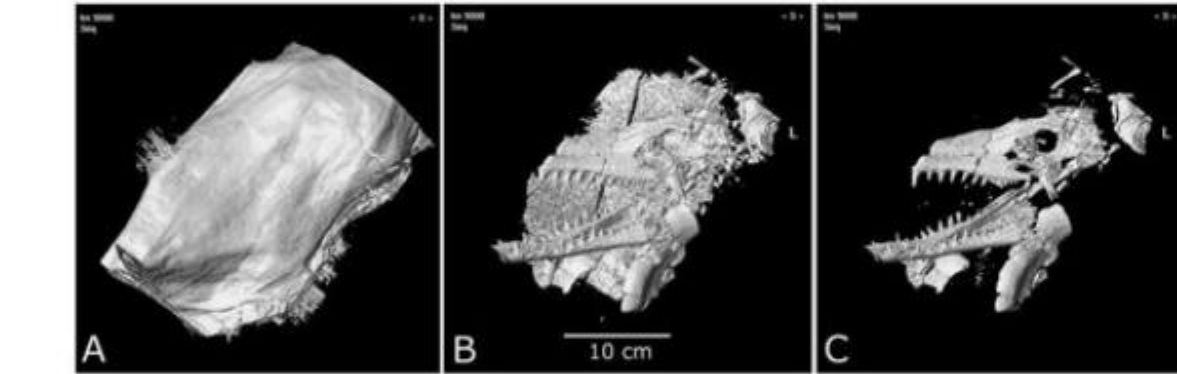



Figura 26.4 "Preparação virtual" de bloco de campo (MN 06-T) contendo fóssil de crocodiliano ainda não preparado e não identificado. (A) Bloco de campo ainda gessado – sem filtragem. (B) Filtragem parcial. (C) Filtragem completa – para retirada do sedimento encaixante.

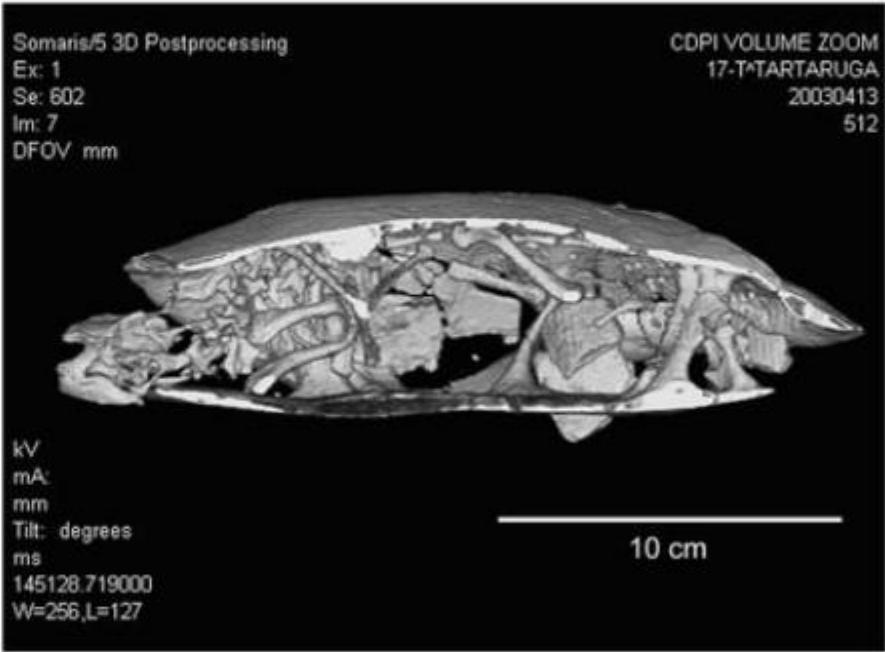



Figura 26.5 Reconstrução volumétrica (tridimensional) em exemplar de *Podocnemis* sp. (Bloco MN 17-T) preparado virtualmente de modo a mostrar a disposição interna dos ossos.

A tomografia tridimensional helicoidal possibilita o acesso a estruturas internas dos exemplares fósseis através de metodologia não invasiva permitindo, sem impor danos ao material, a análise da morfologia encefálica e endocraniana, por exemplo. Pode ser ainda utilizada na análise de densidade diferenciada em estruturas ósseas permitindo avaliar tanto aspectos diagenéticos quanto ontogenéticos.

Uma outra possibilidade de análise digital de vertebrados fósseis se dá a partir dos arquivos DICON, obtidos através da tomografia tridimensional helicoidal, que podem ser digitalmente transformados de modo a gerarem arquivos tridimensionais do tipo STL, nos quais é possível corrigir deformações ou perdas decorrentes do processo de fossilização. Esse tipo de arquivo pode ainda ser utilizado como base para a produção de modelos virtuais e protótipos físicos tridimensionais.

A prototipagem rápida (figura 26.6) consiste em uma tecnologia que utiliza modelos obtidos por computador ou digitalizados diretamente de objetos para construir protótipos tridimensionais através da superposição de camadas milimétricas de matérias-primas variadas (papel, cera, plástico, p. ex.).

A prototipagem rápida surgiu ao final dos anos da década de 1980, possibilitando que uma peça concebida em computador pudesse ser confeccionada tridimensionalmente com rapidez, economia e segurança (Santos, 1999). A tecnologia de fabricação automática de modelos, embora date do final do século XIX (Carvalho & Volpato, 2007), ainda se encontra em constante avanço tecnológico.

A tecnologia da prototipagem não se restringe apenas à utilização de cunho industrial. Segundo Jacobs (1996) uma outra importante vertente é a médico-hospitalar. Na Europa, EUA e Japão, vários estudos em casos práticos apontam para uma disseminação desse tipo de tecnologia como uma das mais promissoras. A utilização da prototipagem na medicina pode ser realizada da seguinte forma: em intervenções cirúrgicas devido a defeitos congênitos, estudos de órgãos e como matrizes para reprodução de partes ósseas e seu consequente implante.

A estereolitografia (polímeros líquidos sensíveis à luz) foi o primeiro sistema comercialmente disponível, seguida então por várias outras tecnologias de prototipagem e dentre elas destacam-se FDM (*fused deposition modeling*) e SLS (*selective laser sinterising*).

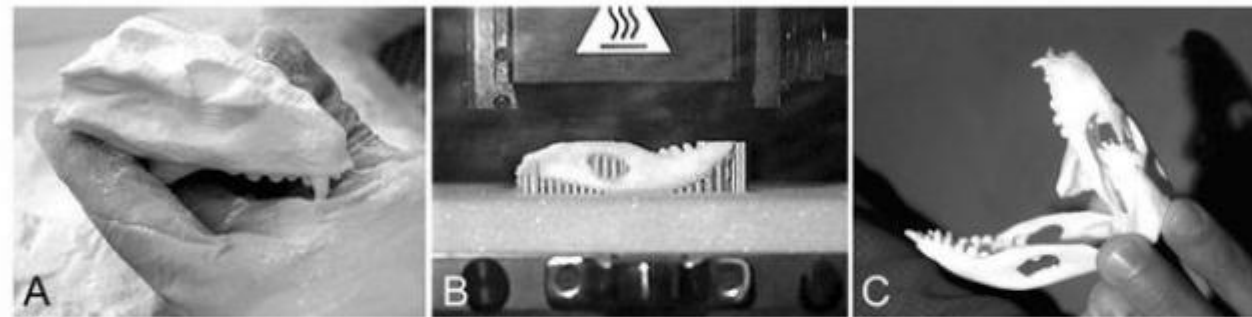



Figura 26.6 Prototipagem física do crânio/mandíbula de *Mariliasuchus amarali* (MN 6298-V). (A) Fase de pré-acabamento do crânio. (B) Prototipagem da mandíbula. (C) Protótipo concluído.

A obtenção de modelos físicos (protótipos) vem sendo também de grande valia no estudo de vertebrados fósseis (J. Santos *et alii*, 2003). Com ela tem-se obtido réplicas bastante fiéis aos originais que têm sido utilizadas em análises paleontológicas, exposições, apresentações e palestras e, ainda, na permuta entre instituições de pesquisa da área paleontológica.

A utilização de tecnologias que permitem a obtenção de dados tridimensionais a partir de exemplares fósseis possibilitam o tratamento de imagens com vistas à correção digital de deformações e complementação de partes perdidas durante os processos diagenéticos envolvidos. De posse do fóssil "corrigido", de modo a reproduzir suas condições originais, é possível realizar análises morfológicas e biomecânicas com melhores condições para a obtenção de resultados mais confiáveis.

Maiores informações sobre o uso dessas tecnologias podem ser obtidas em Ahrens *et alii*, 2007 e Werner & Lopes, 2009.

Referências

ALCOBER, O. 2002. Tomografia digital de tetrápodos triásicos de Argentina. *Ameghiniana*, *39* (4 Supl.): 5R.

ANDERSEN, A. F.; CHAPMAN, R. E & DICKMAN, J. 2001. Using prototyping technology in vertebrate paleontology. *Journal of Vertebrate Paleontology*, *21*(3): 28A.

ANDERSEN, A. F.; WILCOX, B. & LARSON, P. 2002. 3-D Scan of a *Tyrannosaurus rex* skull. *Journal of Vertebrate Paleontology*, *22*(3): 32A.

AZEVEDO, S. A.; SILVA. V. G. & FERIGOLO, J. 1994. Um ovo de quelônio do Neocretáceo do Brasil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, *66*(2): 255.

AZEVEDO, S. A.; SILVA, J. P. & SILVA. V. G. 1994. O Uso da Tomografia Computadorizada na Paleontologia de Vertebrados. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, *66*(2): 254.

AZEVEDO, S. A.; SILVA, V. G. & FERIGOLO, J. 2000. A possible chelonian egg from the Brazilian Late Cretaceous. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, *72*(2): 187-193.

AZEVEDO, S. A. K. & CARVALHO, L. B. 2009. O uso da tomografia computadorizada no estudo de vertebrados fósseis no Museu Nacional/UFRJ, p. 1-32. *In:* WERNER, Jr. H. & LOPES, J. 2009. *Tecnologias 3D: paleontologia, arqueologia, fetologia*. Ed. Revinter, Rio de Janeiro, 190 p.

BALANOFF, A. & ROWE, T. 2002. Osteological description of a elephant bird embryo using computed tomography and rapid prototyping, with a discussion of growth rates in *Aepyornis*. *Journal of Vertebrate Paleontology*, *22*(3): 34A.

BROCHU, C. A. 2000. A digitally-rendered endocast for *Tyrannosaurus rex*. *Journal of Vertebrate Paleontology*, *20*(1): 1-6.

CARLSON, W. 1993. A brief introduction to computed X-ray tomography. *In:* ROWE, T.; CARLSON, W. & BOTTORF, W. (eds.). *Thrinaxodon*: Digital Atlas of the Skull. The University of Texas Press. CD-ROM.

CARVALHO, J. & VOLPATO, N. 2007. Prototipagem rápida como processo de fabricação. p. 1-15. *In:* VOLPATO, N. 2007. *Prototipagem rápida: tecnologias e aplicações*. Ed. Blücher, São Paulo, 244 p.

CONROY, G. C. & VANNIER, M. W. 1984. Noninvasive three-dimensional computer imaging of matrix-filled fossil skulls by high-resolution computed tomography. *Science*, *226*: 1236-1239.

GRILLO, O. N.; OLIVEIRA, M. S.; ROMANO, P. S.; SANTOS, D. D.; HATAKEYAMA, M. M.; SANTOS, J. R. L. & AZEVEDO, S. A. 2003. Reconstituição "em vida" de *Staurikosaurus pricei* (Dinosauria: Theropoda). *In:* SIMPÓSIO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA DE VERTEBRADOS, 3, Rio de Janeiro, *Livro de Resumos*, *R. 21*.

JABO, S. J.; KROEHLER, P. A.; ANDRESEN, A. F. & CHAPMAN, R. E. 1999. The use of three-dimensional computer imaging and scale-model prototypes in the mounting of a cast of *Triceratops*. *Journal of Vertebrate Paleontology*, *19*(3): 54A.

JACOBS, P. F. 1996. *Stereolitography and other RP&M Technologies from Rapid Prototyping to Rapid Tooling*. Society of Manufacturing Engineers and Rapid Prototyping Association, 392 p.

KOHNO, N. & UNO, H. 2002. Dental formula and tooth replacement pattern in *Desmostylus* as revealed by high-resolution X-Ray CT. *Journal of Vertebrate Paleontology*, *22*(3): 75A.

LUO, Z. & KETTEN, D. R. 1991. CT scanning and computerized reconstructions of the inner ear structure of multituberculate mammals. *Journal of Vertebrate Paleontology*, *11*: 220-228.

LYONS, P. D.; RIOUX, M. & PATTERSON, R. T. 2000. Application of a three-dimensional color laser scanner to paleontology: an interactive model of a juvenile *Tylosaurus sp*. basisphenoid – basioccipital. *Palaeontologia Electronica*, v *3*(2)art4: 16pp. http://palaeoelectronica.org/2000_2/neura/issue2_00htm.

MAISEY, J. 2001. CT-Scan Reveals new cranial features in Devonian Chondrichthyan "*Cladodus*" wildungensis. *Journal of Vertebrate Paleontology*, *21*(4): 807-810.

NANCE, H. A. 2002. Using X-Ray CT to study the cranial osteology of the rare, basal Gerrhosaurid Lizard, *Angolosaurus skoogi*. *Journal of Vertebrate Paleontology*, *22*(3): 91A.

RAMOS, C. M.; GRILLO, O. N.; PEREIRA, J. E. A.; PACHECO, W. A. S.; SANTOS, D. D.; CARVALHO, L. B.; SANTOS, J. R. L. & AZEVEDO, S. A. 2003. Modelagem e animação tridimensional de vertebrados fósseis. *In:* SIMPÓSIO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA DE VERTEBRADOS, 3, Rio de Janeiro, *Livro de Resumos*, *R. 35*.

ROWE, T.; BROCHU, C. A. & KISHI, K. 1999. Cranial morphology of *Alligator mississippiensis* and phylogeny of Alligatoroidea. *Journal of Vertebrate Paleontology*, *19*(2, Supplement), 100 p.

ROWE, T.; CARLSON, W. & BOTTORF, W. 1993. *Thrinaxodon*: digital atlas of the skull. The University of Texas Press. CD-ROM, 547Mb.

ROWE, T.; KETCHAM, R. A.; DENISON, C.; COLBERT, M.; XU, X. & CURRIE, P.J. 2001. The Archaeoraptor forgery. *Nature*, *410*: 539-540.

SANTOS, D. D.; AZEVEDO, S. A. & CARVALHO, L. B. 2003. O Uso da Tomografia Tridimensional Helicoidal na Análise de Vertebrados Fósseis. *In:* SIMPÓSIO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA DE VERTEBRADOS, 3, Rio de Janeiro, *Livro de Resumos*, *R. 39*.

SANTOS, J. L. 1999. *Modelos tridimensionais físicos no desenvolvimento de produtos*. Programa de Pós-Graduação em Engenharia, Universidade Federal do Rio de Janeiro. Dissertação de Mestrado, 87 p.

SANTOS, J. L.; SILVA, J. V. L.; PEREIRA, J. E. A.; SANTOS, D. D.; CARVALHO, L. B. & AZEVEDO, S. A. 2003. Prototipagem física como ferramenta no estudo da paleontologia de vertebrados. *In:* SIMPÓSIO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA DE VERTEBRADOS, 3, Rio de Janeiro, *Livro de Resumos*, *R. 40*.

VOLPATO, N. 2007. *Prototipagem rápida: tecnologias e aplicações*. Ed. Blücher, São Paulo, 144 p.

WALTERS, R. & CHAPMAN, R. E. 2001. Fleshing-out *Triceratops*: adding muscle and skin to the virtual *Triceratops*. *Journal of Vertebrate Paleontology*, *21*(3): 111A.

WENER, Jr. & LOPES, J. 2009. *Tecnologias 3D: paleontologia, arqueologia, fetologia*. Ed. Revinter, Rio de Janeiro, 190 p.

WILHITE, R. 2002. The use of three-dimensional digitized elements to examine forelimb morphology and articulation in North American Jurassic Sauropods. *Journal of Vertebrate Paleontology*, *22*(3): 119A.

WILLIS, P. M. A.; ROBINSON, J. & KEMP, A. 1995. Computerised tomographic scans of an Eocene crocodile skull from southeast Queensland. *Memoir of the Association of Australasian Palaeontologists*, *18*: 203-208.

27

Moldagem e Replicação de Fósseis

Luiz Eduardo Anelli
Jorge Oyakawa
Silvia Silva Cruciol Figueiredo
Cleber Pereira Calça

Fósseis são objetos fascinantes que estimulam o pensamento e a criatividade de pessoas de todas as idades. Com eles, é possível conhecer a vida pré-histórica, viajar milhões de anos no tempo passado, encontrar formas de vida ainda desconhecidas, desvendar os mistérios de uma Terra com clima, mares, oceanos e continentes muito diferentes do que hoje conhecemos. No entanto, os fósseis são raridades em todo o mundo, estando concentrados em coleções científicas de universidades, museus, ou ainda presos nas rochas, aguardando por serem descobertos pelos paleontólogos. Em todos esses casos o acesso é difícil à imensa maioria das pessoas.

O Brasil, considerando suas grandes dimensões geográficas, é relativamente pobre em fósseis se comparado a países ou continentes próximos, como Argentina, Estados Unidos e Europa. Isto se deve a um conjunto de fatores ligados tanto à história geológica do Brasil, como também ao nosso desenvolvimento socioeconômico. Por exemplo, o Brasil permaneceu durante boa parte da Era Paleozoica sob clima frio, em latitudes mais altas ocupadas pelo supercontinente Gondwana, do qual fazia parte a América do Sul. Devido a isso, durante aproximadamente 100 milhões de anos, a baixa diversidade de espécies de invertebrados e vertebrados prevaleceu, contrariamente, por exemplo, à América do Norte, que permaneceu durante toda a Era Paleozoica nas regiões equatoriais, apresentando numerosas espécies de invertebrados e vertebrados, além de extensas florestas, preservadas nas rochas dessa idade. Além disso, extensas sequências de rochas sedimentares marinhas dos dois primeiros períodos do Éon Fanerozoico (Cambriano, Ordoviciano), ricos em fósseis de invertebrados em outros continentes, não ocorrem ou são pouco expressivos nas três grandes bacias sedimentares brasileiras do Amazonas, Paraná e Parnaíba. Outro fator importante é a inexistência de cadeias de montanhas jovens formadas por rochas de origem marinha, expostas por dobramentos e erosão, como ocorre, por exemplo, com as rochas de idade paleozoica do Peru e da Bolívia, aflorantes nas montanhas andinas. A baixa densidade das malhas rodoviária e ferroviária que, durante sua construção, produzem um grande número de novas exposições (afloramentos) devido aos cortes de rochas produzidos, é baixa no Brasil, quando comparadas, por exemplo, às da Europa e da América do Norte. O forte intemperismo produzido pelo clima tropical úmido, que predomina na maior parte do território brasileiro, destrói as camadas superficiais das rochas fossilíferas, abreviando o período de coleta tanto nos afloramentos naturais, quanto nos artificiais produzidos pelo homem (tais como cortes de estrada e pedreiras).

Só recentemente têm surgido no Brasil museus contendo exposições de coleções paleontológicas, ampliando muito o contato do público leigo com os fósseis. Na maioria dos casos, no entanto, possuem um forte caráter regional, com a predominância de material obtido em sítios paleontológicos próximos e, ainda assim, limitados aos períodos geológicos das rochas ocorrentes na região.

Ampliar o número de coleções, reunindo fósseis de animais e plantas de diversas regiões do mundo e de todos os períodos geológicos, para fins de pesquisa, ensino, divulgação e entretenimento, deve ser uma das aspirações da paleontologia brasileira. Uma maneira eficiente e barata utilizada nos grandes museus de paleontologia do mundo, que já começa a ser usada no Brasil, é a moldagem e a replicação de fósseis.

O objetivo deste capítulo é informar ao leitor sobre técnicas básicas, materiais, e passos para a moldagem e a replicação de fósseis.

Réplicas

Réplicas de fósseis são como **cópias** de livros. São capazes de transmitir os mesmos conceitos contidos no fóssil original, com apenas poucas exceções, estando revestidas da mesma importância e fascinação.

Inúmeras são as justificativas e vantagens da produção de uma réplica:

a) ela prolonga a vida do fóssil original que deve ser mantido nas universidades ou museus por ele responsável, mas que é solicitado como empréstimo para ser estudado por especialistas em outras regiões do mundo. Na maioria dos casos as réplicas podem ser enviadas para estudo, poupando o material original dos perigos das longas viagens;

b) um grande número de réplicas de um mesmo fóssil pode ser produzido para utilização diversa, inclusive didática, preservando o material original do manuseio excessivo e de acidentes que ocorrem com frequência quando em mãos despreparadas. Além disso, o custo de importação de material fóssil no exterior é alto, dificultando a compra de coleções numerosas e variadas;

c) diferentemente de alguns países onde o comércio de fósseis é legalizado, no Brasil, a comercialização de material fóssil é proibida por lei;

d) réplicas podem ser úteis como material para permuta. Grandes coleções paleontológicas foram construídas com base na troca de réplicas de fósseis;

e) por questões de segurança, até mesmo os grandes museus, com apenas algumas exceções, expõem réplicas, mesmo que sejam possuidoras dos fósseis originais no seu acervo. Deve-se isso ao fato de que a montagem de fósseis para exposição por meio de estruturas metálicas coloca em risco material raro e delicado, às vezes único. Em caso de incêndio, terremoto e enchente, é preferível que as réplicas sejam queimadas ou destruídas, estando os originais preservados embalados para um fácil resgate;

f) grandes coleções, onde faltam exemplares importantes, podem ser completadas através da aquisição de réplicas;

g) estas podem ser úteis para a montagem de exposições permanentes ou itinerantes nas escolas do ensino fundamental e médio, faculdades e universidades.

Assim, as réplicas podem colaborar em muito na divulgação da paleontologia, preservação de fósseis originais, na economia de recursos e na aquisição de material por meio de permutas.

Produzindo Réplicas

A. A Escolha do Fóssil a Ser Replicado

Quando possível, a escolha de material a ser replicado, como no caso da montagem de coleções didáticas, é importante levar em conta alguns requisitos básicos:

a) a fragilidade do fóssil. O intemperismo e mesmo a natureza da rocha em que o fóssil encontra-se preservado podem tornar a amostra **frágil**. Nesse caso, o material não resiste ao processo de moldagem, podendo ser facilmente destruído. É recomendável que todo material que apresente algum tipo de porosidade, intemperismo, ou partes morfológicas delicadas, como, por exemplo, espinhos e outras saliências, tenha a sua estrutura reforçada por uma camada de acriloide solubilizado em acetona;

b) relevo. É importante que o material apresente **relevo**, superfícies irregulares, como os somitos de um trilobita (figura 27.1A, B). O contraste entre a luz e a sombra nas réplicas destaca a morfologia do fóssil, facilitando a sua visualização e compreensão;

c) o fóssil deve ser preparado através das técnicas básicas. No caso de fósseis que chamaremos aqui de **bidimensionais**, ou seja, que apresentam um de seus três planos livres de partes morfológicas, é recomendável que uma base constituída de matriz seja preservada (figura 27.1A). No entanto, restos de matriz de rocha, sobre quaisquer partes morfológicas, devem ser cuidadosamente removidos por meio de brocas rotatórias, estiletes ou tratamento químico, e rachaduras ou fraturas devem ser preenchidas por massa de modelar, reconstruindo intuitivamente a área danificada. No caso de fósseis **tridimensionais**, onde todos os planos apresentam estruturas morfológicas que serão moldadas (figura 27.1B), a matriz deverá ser retirada sem que seja necessária a preservação de uma base. Esses fósseis, como veremos adiante, terão uma etapa a mais no processo de moldagem.

B. Moldagem

Para a moldagem, os seguintes materiais serão necessários (figura 27.1C):

a) argila;
b) silicone e catalisador;
c) fita adesiva;
d) gesso;
e) fita elástica (câmara de pneu cortada);
f) desmoldante (vaselina líquida e vaselina sólida);
g) placas de madeira ou papelão;
h) espátula de madeira.

Moldagem de fósseis bidimensionais – produzindo moldes de face única

1. O fóssil deve ser colocado em superfície estável e espaçosa, em ambiente bem iluminado e ventilado, onde deverá permanecer até o final do processo (figura 27.1D, E). Todo material deverá estar acessível a fim de evitar contratempos.
2. Uma base de argila deve ser esculpida sob a amostra cuidando para que o fóssil, bem como uma boa parte da matriz, permaneça exposto. Pense que toda superfície exposta aparecerá futuramente na réplica (figura 27.1E).

Figura 27.1 (A) Trilobita Phacopida bidimensional. (B) Trilobita Phacopida enrolado, tridimensional. (C) Material utilizado na confecção de moldes. Fundo: tijolos, placas de madeira, argila. No centro: papelão, colher de pau, pincéis, ponteira, vaselina líquida, vaselina sólida, silicone e catalizador. Primeiro plano: gesso. (D) Trilobita tridimensional parcialmente imerso na argila. (E) Trilobita tridimensional apoiado na argila.

3. Delimitar, com madeira ou papelão (figura 27.2A, B), untados com vaselina, a base contendo o fóssil, produzindo um recipiente para contenção do silicone. A altura do recipiente deverá exceder a altura do fóssil em 5 a 8 centímetros. O fóssil deverá receber igualmente a aplicação de uma leve camada de vaselina líquida (figura 27.2A).
4. No caso da contenção por madeira ou papelão, a união das placas poderá ser vedada com vaselina sólida (figura 27.2C). Todas as outras possíveis áreas de escape de silicone deverão ser vedadas com vaselina sólida ou argila. No caso de bases circulares, mais recomendadas devido à aparência final do molde, junto à base de argila, agora encoberta por papelão, a vedação poderá ser feita através de uma cinta elástica ou de argila (figura 27.2A).
5. Pense no volume aproximado de silicone que utilizará para preencher o recipiente até 2 ou 3 centímetros acima do fóssil. Uma marca dessa medida poderá ser previamente anotada no interior do recipiente. O volume de silicone separado poderá ser misturado ao catalisador em recipiente à parte. Caso o volume a ser utilizado seja próximo ao do recipiente original do silicone, execute a mistura ali mesmo. Utilizando uma espátula de madeira misture suavemente o silicone ao catalizador, cuidando para que não ocorra a formação de bolhas.
6. Entorne o silicone lentamente sobre a superfície da argila, nunca diretamente sobre o fóssil, até que a marca desejada seja alcançada (figura 27.2D, E).
7. Aguarde até que o silicone esteja completamente curado. Após a cura o silicone perderá o aspecto gelatinoso sem qualquer aderência à ponta dos dedos.
8. Retire a contenção e a base de argila, e cuidadosamente libere o fóssil do molde (figura 27.3A-C). O molde está pronto para ser utilizado (figura 27.3D).

Figura 27.2 (A) Contenção de papelão vedada na sua base por argila; aplicação de vaselina. (B) Contenção de madeira apoiada por tijolos. (C) Aplicação de vaselina para vedação. (D) Preenchimento com silicone. (E) Contenção preenchida por silicone.

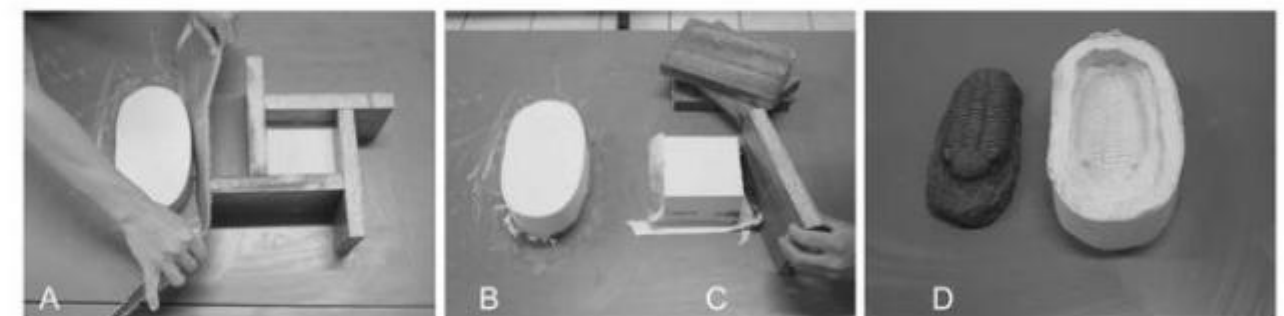



Figura 27.3 (A) Retirada da contenção de papelão. (B) Molde bidimensional com silicone já curado. (C) Retirada da contenção de madeira do molde de duas faces. (D) Fóssil e molde finalizado.

Moldagem de fósseis tridimensionais – produzindo moldes de face dupla

O procedimento é basicamente o mesmo da série para produção de moldes de face única.

1. Inicialmente o mesmo procedimento (figura 27.1D, E) da etapa 1 da moldagem bidimensional.
2. A base de argila deverá ser realizada com os mesmos procedimentos, mas deve ser cuidada para que a linha de contato da argila com o fóssil seja perfeitamente delineada, aproveitando irregularidades do fóssil (figura 27.4A). Com o cabo de um pincel ou de um palito de sorvete, cavidades com aproximadamente 0,5 centímetro de profundidade e 0,5 centímetro de diâmetro deverão ser produzidas na argila, 1 centímetro distante do fóssil (figura 27.4A).
3. Um pequeno rolo de argila com, no máximo, 1 centímetro de diâmetro, deverá conectar o fóssil à parede de contenção (figura 27.4, indicado pela seta). O espaço resultante no molde será a abertura para o preenchimento com gesso. É importante que uma superfície já deteriorada da amostra (quando ocorrer), ou destituída de estruturas morfológicas, seja aproveitada para o contato com o rolo de argila. A abertura ficará registrada na réplica (figura 27.4B).
4. Mesmo procedimento da etapa 4 da moldagem de fósseis bidimensionais, agora com a contenção de madeira (figura 27.2C, B).

5-7. Seguem os mesmos procedimentos das etapas 5-7 de moldagem de fósseis bidimensionais.

8. O molde produzido possui características ligeiramente distintas, pois é a primeira face do molde de face dupla em andamento. Ele apresenta o molde das cavidades que serão os encaixes para a justaposição da face complementar que será produzida (figura 27.4B). Repare que o pequeno rolo de argila deverá permanecer, pois apenas uma face do funil de entrada foi produzido (figura 27.4B, seta).
9. Os passos para a produção da face complementar seguem as etapas 3-8 preparando a contenção de madeira agora na base de silicone (figura 27.4C), aplicando a camada de vaselina e vedando possíveis áreas de escape como na primeira face moldada (figura 27.3C). É importante que antes do derrame do silicone, toda a base de silicone curado seja revestida por uma camada de uma mistura de vaselina líquida e sólida, para evitar que a segunda face cole na primeira. Prossiga entornando o silicone (figura 27.5A), esperando a cura e procedendo com a remoção das contenções (figura 27.3C). Separe cuidadosamente as duas faces (figura 27.5B). O molde está pronto para ser utilizado (figura 27.5C).

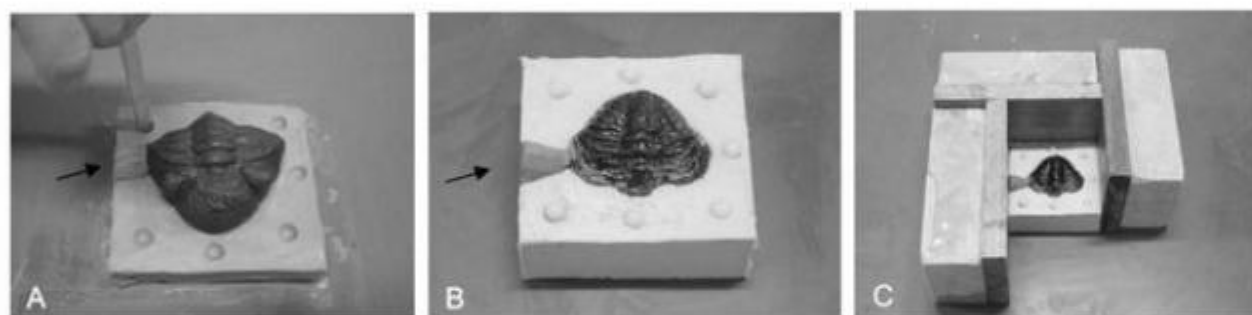



Figura 27.4 (A) Produção das cavidades para moldagem dos encaixes e rolo de argila para abertura para preenchimento de gesso (seta). (B) Primeira face do molde tridimensional já finalizado com rolo de argila para abertura e moldes das cavidades de encaixe. (C) Contenção de madeira para moldagem da segunda face.

Figura 27.5 (A) Preenchimento com silicone para produção da segunda face. (B) Abertura do molde de duas faces. (C) Molde de duas faces finalizado.

C. Replicação

Para a replicação, os seguintes materiais serão necessários:

a) gesso;
b) espátula de madeira;
c) recipiente plástico graduado para mistura de gesso e água;
d) papelão rígido ou placas de madeira para sustentação do molde;
e) elásticos;
f) avental, luvas e máscara protetora.

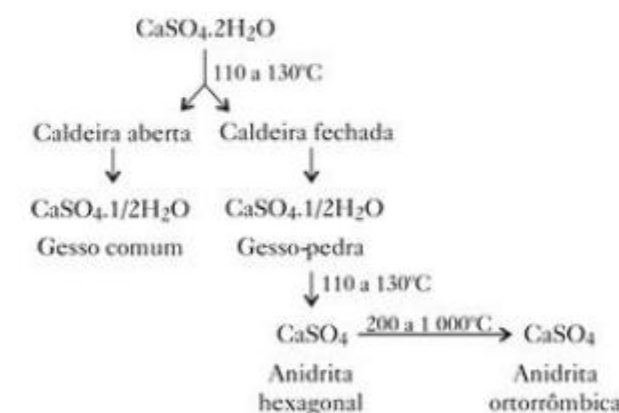
Gesso

O mais antigo aglomerante de que se tem notícia, o gesso, teve seus primeiros usos no Antigo Egito, há cerca de 5 000 anos, onde era utilizado em construções, revestimentos, estátuas e outros objetos decorativos. Por muitos séculos teve seu uso limitado à ornamentação, devido ao seu curto tempo de endurecimento. Atualmente tem várias aplicações na construção civil, agricultura, odontologia e medicina, com a melhoria das técnicas de obtenção a partir da gipsita.

Os materiais de gesso são amplamente usados para confecção de modelos, sendo capazes de fornecer réplicas suficientemente duráveis, resistentes à abrasão e procedimentos de manipulação e estáveis em suas dimensões quando bem proporcionados e manipulados.

Quimicamente, o mineral conhecido como "gipsita" é um sulfato de cálcio diidratado ($CaSO_4.2H_2O$), podendo ser obtido como subproduto de alguns processos químicos. O termo "gesso" está mais indicado para o mineral já calcinado.

O gesso comum ou Paris resulta da hemidesidratação da gipsita em uma caldeira, cuba ou a céu aberto, a uma temperatura de 110 a 120°C, onde os cristais adquirem formas esponjosas e irregulares, com maior área da superfície e imperfeição da grade espacial. Dependendo do modo de calcinação, um outro produto com cristais clivados em forma de bastões ou prismas e mais denso pode ser formado, recebendo o nome de gesso-pedra.

Ao se acrescentar água a estes hemi-hidratados, revertendo a reação de obtenção dos produtos, materiais com dureza e resistência diferentes irão ser formados, já que o gesso comum ou Paris requer mais água para molhar as partículas do pó, irregulares e porosas, resultando num gesso com propriedades físicas e mecânicas inferiores ao gesso-pedra. Com a continuidade do processo de calcinação a temperaturas mais elevadas, outros produtos são derivados, com partículas de grade espacial mais cristalina e compacta. São a anidrita hexagonal e a ortorrômbica, processadas a temperaturas de 130 a 200°C e 200 a 1 000°C, respectivamente.

O sulfato de cálcio semi-hidratado (gesso) tem a propriedade de endurecer quando misturado com a água, obtendo rigidez e dureza. Apesar de o tamanho das partículas e a área total de superfície influenciarem diretamente na quantidade de água que será necessária para a reação do gesso, pequenas quantidades de aditivos são ocasionalmente acrescentados, como, por exemplo, a goma arábica, que reduz a quantidade de água necessária ao gesso-pedra e ao comum. Alguns produtos podem acelerar a velocidade da cura. O cloreto de sódio age como acelerador numa proporção de até 2%. A água obtida da abrasão de um gesso já endurecido é rica em sulfato de cálcio diidratado e, portanto, age como acelerador. Comercialmente os retardadores e aceleradores já vêm incorporados ao produto. A temperaturas de água entre 0°C e 50°C acontece a reação de cura, que se retarda a temperaturas acima de 50°C e se torna inativada para temperaturas acima de 100°C.

A proporção água/pó deve ser medida e pesada de forma exata, aceitando pequenas variações para as diferentes marcas. As etiquetas de envelopes com pesos definidos vêm se popularizando, permitindo maior precisão, reduzindo a perda de material e economizando tempo. O pó deve ser colocado sobre a água e espatulado de 20 a 30 segundos, na manipulação mecânica e de 60 segundos, na manipulação manual, sendo que movimentos rápidos levam à diminuição do tempo de cura e um aumento no tempo de espatulação diminui a resistência do produto.

Tempo de trabalho e tempo de curapresa: o primeiro é o tempo disponível para se usar a mistura pronta, com a mesma consistência. Geralmente, o tempo de trabalho adequado é de três minutos. O tempo transcorrido entre o início da mistura até que o material endureça é o tempo de cura, que varia de acordo com o tipo de gesso e o fabricante, sendo de 30 minutos para a maioria dos gessos modernos.

A maior resistência está no gesso seco, após 16 horas de manipulado, sendo que entre 8 e 24 horas a resistência já dobra de valor. Quanto maior a relação água/pó, menor a resistência do gesso seco, devido à maior porosidade do material. O tipo de espatulação (manual ou mecânica) parece não interferir na resistência à compressão do gesso seco.

Tipos de gesso

Gesso comum ou gesso Paris: é o produto da calcinação da gipsita, de menor resistência, cura rápida e grande expansão durante a cura, já que utiliza grande proporção água/pó.

Gesso Tipo I: é o gesso Paris acrescido de modificadores que regulam o tempo de cura e expansão. Apresenta resistência à compressão da ordem de 40 ± 20 kg/cm², para uma relação água/pó de 0,50-0,75 e tempo de cura de 4 ± 1 minuto.

Gesso Tipo II: de cor branca, tem menor expansão de presa que o tipo I (0,3%) e maior resistência à compressão (90 kg/cm²). Apresenta tempo de cura de 2 ± 4 minutos, utilizando relação água/pó de 0,45 a 0,50.

Gesso-Pedra (tipo III): obtido a partir da calcinação da gipsita sob pressão, apresenta resistência à compressão entre 3 000 psi e 5 000 psi (210 kg/cm²). Apresenta tempo de cura final entre 30 e 60 minutos, utilizando relação água/pó 0,28 a 0,30.

Gesso-Pedra de alta resistência (tipo IV): partículas do tipo cuboide e reduzida área de superfície conferem uma superfície mais resistente à abrasão e compressão (350 kg/cm²), com dureza de superfície maior que o gesso tipo III. Utiliza proporção água/pó 0,22 a 0,24 e tempo de cura de 12 ± 4 minutos, com uma expansão de presa máxima de 0,10%.

Gesso–Pedra, alta resistência, alta expansão (tipo V): o gesso tipo V é indicado quando se requer gesso de altíssima dureza, resistência (490 kg/cm²) e alta expansão (0,30%), sendo produzido por processo de autoclave úmido, resultando em uma mistura muito fluida com menor quantidade de água: gessos tipo V podem ser dosados com 18 a 23 mL de água para cada 100 g de pó, com tempo de cura de 12 ± 4 minutos.

Gesso sintético: obtido a partir de subprodutos perdidos durante a fabricação do ácido fosfórico, são mais caros que os que são feitos a partir da gipsita, apresentando propriedades semelhantes. Seu processamento é segredo industrial.

Considerações com os produtos de gesso: sensíveis às alterações devido à umidade relativa do ar, as réplicas de gesso devem ser guardadas em caixas metálicas, livres de umidade, que predispõe à colonização por fungos.

Replicação com gesso utilizando molde de uma face e de duas faces

Para informações sobre o tipo de gesso, dosagens e características, veja o quadro anterior.

1. Os moldes devem ser colocados sobre superfície estável onde permanecerão até o endurecimento completo do gesso (figura 27.6A, B). As duas faces do molde duplo devem ser unidas e estruturadas com placas de madeira ou papelão, presas por elásticos para evitar deformação (figura 27.6A).
2. O gesso deverá ser colocado vagarosamente em recipiente contendo água. Bolhas formadas deverão ser retiradas através de leves batidas na lateral do recipiente ou batendo levemente o fundo em superfície rígida.
3. Entornar cuidadosamente uma pequena quantidade da mistura dentro do molde de face única, que deverá ser pincelada sobre todas as partes morfológicas evidentes, principalmente aquelas com relevo mais acentuado. Esse procedimento evitará a formação de bolhas. A formação de bolhas é evitada no molde de duas faces através do seu preenchimento e imediato esvaziamento.
4. Entornar o restante da mistura até completar os moldes (figura 27.6C, D). Leves batidas nas laterais e com o fundo do molde sobre a superfície de apoio, facilitarão a subida das bolhas para a superfície. Pouco antes da cura final do gesso o fundo do molde deverá ser pincelado para adquirir melhor aparência pela remoção de bolhas (figura 27.6E).
5. A desmoldagem é feita primeiramente em toda a lateral do molde. A desmoldagem final deverá ser feita com o molde de cabeça para baixo no caso daquele de face única (figura 27.7A) e cuidadosamente separando as faces do molde de duas partes (figura 27.7B).

O acabamento das réplicas (figura 27.7C) poderá ser feito com tinta guache, acrílica, esmalte, procurando um efeito mais próximo da matriz original.

As técnicas acima descritas têm sido empregadas com sucesso na Oficina de Réplicas do Museu de Geociências do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (www.igc.usp.br/replicas).

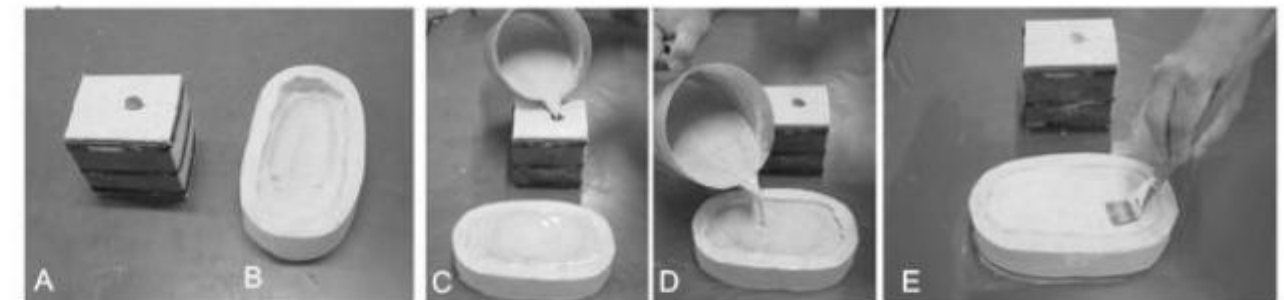
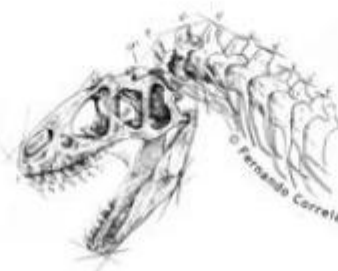



Figura 27.6 (A) Molde tridimensional estruturado com placas de madeira e elásticos pronto para recebimento do gesso. (B) Molde bidimensional preparado para recebimento do gesso. (C) e (D) Preenchimento dos moldes. (E) Remoção das bolhas minutos antes do endurecimento.

Figura 27.7 (A) Desmoldagem da réplica bidimensional. (B) Desmoldagem da réplica tridimensional. (C) Originais e réplicas em gesso finalizadas.

Ilustração Paleontológica – Existências Riscadas

Fernando Correia

A ilustração científica é uma componente narrativa, planeada e construída para funcionar como suporte imagético, em paralelo e em sintonia com a informação descritiva (textos), de modo a que ambos veiculem com maior eficácia o conhecimento científico, obtido através da experimentação e experiência metódica e sistemática. Os registos históricos deste tipo particular de imagem são o espelho da evolução científica e das descobertas mais marcantes que determinaram o progresso até aos níveis que hoje se conhecem (figura 28.1). Hoje, como no passado, é um veículo vital nas áreas da comunicação da Ciência e Tecnologia, sendo recorrentemente utilizada nas mais variadas publicações, inclusive nos jornais diários (infografias). Assim e cada vez mais, extravasa o círculo técnico-científico que delimita o universo dos centros de investigação científica e transita para o campo da sociedade leiga, interessada em compreender e estar a par das novas descobertas, no imediato e à medida que surgem, ou são divulgadas.

O entendimento científico pretende-se fatual, isto é, a elaboração de teses ou mecanismos conceptuais são suportados experimentalmente, ou, quando muito, inferidos a partir de confrontações indiretas dos resultados obtidos. Mas estas informações descritivas constituem memórias de curta ou média duração, com uma probabilidade de subsistência inferior à imagem. De fato, esta é muito mais funcional, já que persiste tenazmente para além do momento, do imediato, num processo reminiscente e acultural de *imprinting*, bastante proveitoso para a nossa vida quotidiana (veja-se, a título de exemplo, as técnicas de *marketing*/publicidade).

A estratégica seguida por ilustradores científicos profissionais para a elaboração e a estruturação gráfica da mensagem científica leva a que, muitas vezes, passe despercebida na sua complexidade – mas não no fim a que se destina. A própria denominação "ilustração científica" acarreta consigo uma conotação de especificidade absoluta, transportando automaticamente o receptor para imagens complexas e eruditas, de uso restrito a centros de investigação e seus instrumentos de comunicação – oral (suportadas por imagens projetadas) ou escrita (manuais ou tratados científicos ilustrados). Esta pretensa exclusividade é, na essência, uma falsa barreira, pois a ciência assume diversas formas e entendimentos, adaptando-se reflexivamente a múltiplos e diferenciais públicos-alvo, numa linguagem acessível e multinível, consoante o estado cognitivo e cultural do receptor a que se destina a mensagem.

Surge assim o desenho científico, ou melhor, a ilustração científica (com toda uma diversidade imagética onde se podem intercalar texto e imagens de diversas tipologias), assumidamente caracterizada como

uma narrativa gráfica setorial, onde habilmente se misturam a emoção subjectiva de um sentido de estética (criativo e muitas vezes personalizado ao estilo gráfico do autor-ilustrador), com o saber idealmente objetivo adquirido e obtido pelo autor-investigador. Tal como a ciência em que se fundamenta, este tipo de ilustração, cientificamente rigorosa, persegue incessantemente a universalidade, mas agora apoiada numa simplicidade visual objetivamente direcionada e acessível no imediato, almejando ao mesmo tempo ser suficientemente bela e apelativa, de modo a poder captar a atenção do receptor o tempo necessário à apreensão em pleno do seu conteúdo.

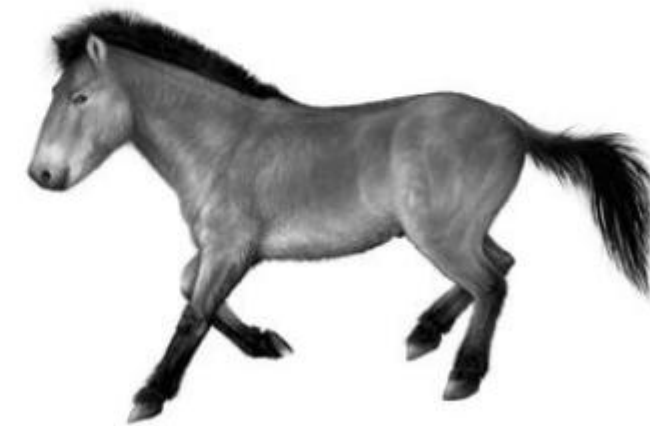



Figura 28.1 O cavalo-de-przewalski (*Equus przewalskii*) é uma espécie de equídeo, nativa dos desertos da Mongólia, que se pensava estar extinta na natureza, mas que foi retratada pelo homem primitivo (Cro-magnon) há mais de 15 000 anos, nas pinturas rupestres das grutas de Lauscaux (Montignac, Dordonha, França). A perfeição e o rigor permitem identificar, sem sombra de dúvida, esta raça – que até há pouco tempo nunca tinha sido domesticada e somente foi descrita para a ciência em 1881, pelo General e naturalista amador russo Nikolaï Mikhaïlovitch Przhevalsky (pensava-se estar extinta, desde a alusão que Johann Schiltberger a ela fez nas crônicas dos tempos em que esteve prisioneiro de Mongol Khan, da Mongólia, século XV). A sua representação faz parte de uma das mais antigas ilustrações feitas pelo homem, constituindo os primórdios da ilustração científica, enquanto manifestação gráfica do conhecimento humano sobre a natureza. © Fernando Correia.

O primeiro objetivo na realização de qualquer desenho científico exibe um caráter redutor e de pré-avaliação qualitativa, isto é, procura selecionar de entre toda a informação científica de foro descritivo aquela que realmente interessa transmitir e que pode ser transformada de forma eficiente em linguagem gráfica, quer seja no sentido estrito (*ex.* ilustrações taxonômicas), ou mais lato (*ex.* diagramas e ilustrações compósitas). Catalisa, deste modo, um interessante processo de digestão metódica, eliminando o supérfluo ou o menos importante, numa dialética fluída e dinâmica que resulta da triangulação entre os vértices de uma relação multipartida (entre o investigador-autor, o ilustrador-autor e o público-alvo a que se destina). Facilita-se assim a desconstrução do complexo conhecimento específico nas suas componentes estruturantes e modulares, de mais fácil apreensão, pela ativação de sinergias diretas e eventuais dinâmicas latentes, resultantes das múltiplas interações diferenciais possíveis entre estas unidades de conhecimento mais reduzidas.

Sobressai assim o segundo, mas igualmente importante, objetivo deste tipo de imagens com cariz científico – adequar eficazmente a imagem ao público a que se destina (faixa etária, contexto etnográfico ou de inserção social e/ou habilitações literárias média do universo potencial de leitores) e ao contexto editorial (propósito e *design* da publicação) de modo a garantir o maior sucesso e eficácia na comunicação e apreensão da mensagem que se pretende divulgar.

O Ilustrador Paleontológico – Perfil de um Técnico Multidisciplinar

Ao ilustrador científico, com especialização em paleontologia, cabe o importante papel de, numa primeira fase, sistematizar, hierarquizar e formatar a informação descritiva em vários níveis de complexidade gráfica (de acordo com a sua experiência profissional, enquanto vetor de comunicação), e, em fase posterior,

conferir-lhes um peso relativo (face ao seu conhecimento particular do tipo do público-alvo a que as imagens inicialmente se destinam). A ideia de base será assim codificada graficamente, com base nesta prévia avaliação e análise ponderada. A procura deste equilíbrio nem sempre é uma tarefa fácil e de contraposição argumentativa imediata, já que se assiste a um confronto pacífico entre linguagens e patamares de entendimento diferentes, na forma e conceitos, impostos pelos domínios tão díspares como o são a Ciência e Arte. O ilustrador científico é pois um intermediário com um perfil adequado que promove o edificar de uma estável ponte compreensiva entre estes dois universos culturais – a necessidade da estruturação estética/artística (simplificada em unidades visualmente perceptíveis no imediato) e a percepção coesiva e holística (complexa e intrincada) do domínio científico. Este técnico deve assim desenvolver uma sensibilidade extrema no que toca à adequação da mensagem, pois será a ele que, em última instância e ao filtrar seletivamente a informação, cabe a responsabilidade de moldar e determinar os critérios e parâmetros gráficos que irão validar a maior eficácia e utilidade da imagem, se em confronto com a tradução da mesma ideia numa descrição narrativa.

A comunicação entre o paleontólogo e o ilustrador paleontológico é tanto mais facilitada quanto mais próximos forem os respectivos conhecimentos, abordagens explicativas e terminologias utilizadas. A capacidade de um investigador em traduzir as suas ideias, teses ou conceitos através de desenhos simples e diagramáticos é mais uma valia muito apreciada pelo ilustrador (pois releva uma predisposição do cientista para a leitura de codificação gráfica e, portanto, uma tendência para a organização dos seus pensamentos em itens figurativos). Mas o maior esforço deve advir do próprio ilustrador (em utilizar/compreender terminologia própria da paleontologia e gerir conhecimentos-base sobre taxonomia e os fenômenos geológicos ou biológicos), de forma a não só poder compreender com facilidade as ideias e os objetivos iniciais dos investigadores, mas também para poder consultar toda a literatura científica ao seu alcance (de modo a complementar a informação inicialmente transmitida e também a eliminar eventuais dúvidas que surjam no decorrer da construção da imagem), ou mesmo a apresentar outras abordagens e soluções gráficas independentes, distanciadas do primeiro ensaio discutido (mas igualmente válidas, ou mesmo mais eficientes e apelativas).

Ilustração Paleontológica

A Paleontologia, enquanto ciência reconhecida, é um campo do saber relativamente jovem e, de todos, aquele que mais precisa do suporte ilustrado. Se no princípio não era mais do que uma ciência descritiva, agora e graças à crescente interdisciplinaridade com outras ciências (biologia, física e matemática, p. ex.) e ao aumento exponencial dos achados fósseis, passou a ser uma ciência comparativa, integracionista e com pendor filogenético, capaz não só de dar resposta a muitos eventos geológicos e biológicos, como também de os estruturar num complexo interativo de continuidade evolutiva.

Regra geral e sem perder a sua identidade e objetivos, a ilustração científica adota a designação da ciência a que o desenho rigoroso se vai subordinar. A ilustração de seres vivos (de todo o organismo, suas componentes destacáveis e/ou vestígios) que se extinguiram e sofreram processos de fossilização encaixa num campo da ilustração científica designado por Ilustração Paleontológica. Neste domínio da narrativa gráfica, a linha que marca a fronteira entre a realidade objetiva e direta (inferida dos achados petrificados) e a realidade criativa (resultante da exploração e de interpretações especulativas passíveis de fundamentação científica), é por vezes tênue e pouco consistente (os mesmos achados podem ser objeto, por vezes, de interpretações ou abordagens científicas e/ou gráficas, radicalmente diferentes das preexistentes, não necessariamente exclusivas umas em relação às outras).

A Paleontologia é uma ciência que se desdobra, de acordo com as dimensões do objeto de seu estudo, em duas disciplinas diferentes – a Micropaleontologia (micro e nanofósseis, incluindo também os icnofósseis de diminutas dimensões) e a Macropaleontologia (aquela que, sem dúvida, tem maior expressão, seja em número de investigadores que nela trabalham, seja na espetacularidade de algumas peças fósseis que nos transportam para as Eras de seres colossais). Por uma questão prática e otimização explicativa, a ilustração e as técnicas de expressão plástica a ela associada serão indexadas a esta sistematização.

A integração destas ilustrações taxonômicas (restritas a uma espécie em particular) em contextos ambientais, permite alargar a escala do observador ao campo da biodiversidade e das relações intrapopulacionais (cuidados parentais progenitores-crias, comportamentos gregários ou solitários, ...), ou interespécies (relações

de predação, ...) e destas com o meio físico – criam-se assim as ilustrações de paleoambiências. O meio físico pode ainda ser traduzido para além do contexto ecológico dos paleoecossistemas, assumindo uma maior conotação geológica e geográfica (distribuição de biomas terrestres e/ou continentais, evolução das massas continentais ao longo das eras geológicas, ...) e levando a que o ilustrador entre no domínio da cartografia (a qual também pode representar, numa menor escala, a disposição dos achados fossilizados na estação paleontológica).

É pois evidente que as abordagens e campos de intervenção de um ilustrador paleontológico são assim extraordinariamente diversos, interessantes e promissores, num crescendo de solicitações que acompanham a exponencial evolução, diversificação e necessidades que a própria ciência vem apresentando.

Micropaleontologia

O século XVII, após a reinvenção do microscópio ótico composto por Leeuwenhoeck (1632), marca e data o potencial aparecimento desta disciplina (embora existam registros helênicos e do Egito antigo que descrevem a existência deste tipo de fósseis, contudo sem os identificar como tal). Só mais tarde (segunda metade do século XIX), é que os especulativos e esporádicos estudos realizados aos depósitos microfossilíferos passaram a ser descritivos e sistematizados, isto é, apoiados nas classificações modernas. Muitos dos ensaios monográficos eram acompanhados por excelentes ilustrações (figura 28.2), algumas das quais da autoria do próprio investigador, como se observa na admirável obra vitoriana ***Kunstformen der Natur***, 1904, sobre os radiolários, de Haeckel (Alemanha, 1887).

As ilustrações em Micropaleontologia incidem assim sobre a Macrobiota (elementos esqueléticos, de invertebrados, vertebrados e plantas; elementos reprodutores, como pólens das gimnospérmicas e das angiospérmicas, ou os esporos das briófitas e pteridófitas – todos eles microfósseis orgânicos estudados na paleopalinologia) e a Microbiota (micro-organismos unicelulares, coloniais ou não, sejam eles procariotas ou eucariotas; micro-organismos pluricelulares ou metazoários, como os microartrópodes).

Os principais grupos passíveis de serem traduzidos graficamente são, dentro dos protistas, as algas (como diatomáceas; os cocolitoforídeos, revestidos dos cocólitos que formam os nanofósseis calcários dessas algas unicelulares), os acritarcos (hoje considerados como formas enquistadas de algas), os alveolados (como os dinoflagelados, p. ex.), os foraminíferos (microfósseis carbonatados), as tecamebas (microfósseis de parede quitinosa) e os radiolários (microfósseis silicatados). Entre invertebrados multicelulares sobressaem os briozoários e ainda os crustáceos, como os ostrocodas e os conchostráceos (também microfósseis carbonatados). Já dentro dos cordados (vertebrados), destacam-se geralmente os elementos do aparelho bucal, como sejam os conodontes dos conodontas ou os dentes de alguns peixes, répteis e mamíferos (todos eles microfósseis fosfatados).

Hoje a Micropaleontologia tem aplicação prática nos mais variados campos científicos (estratigrafia, paleogeografia, paleobiogeografia e suas províncias florísticas e faunísticas, paleoecologia, paleoclimatologia, paleoambientes, paleoevolução, paleoceanografia, indicadores de paleossalinidade, paleotemperatura, ou outros), pesquisa de recursos (hídrico, depósitos petrolíferos, ...), ou mesmo de engenharia (obras de edificação e/ou intrusivas) – constituindo, todos eles, interessantes e prolíficos campos de intervenção para o desenho técnico-científico (ilustração de micro/nanofósseis, icnofósseis, cortes estratigráficos, cartografia e levantamento de estações de trabalho, modelos 2D ou 3D da geomorfologia, diagramas conceptuais explicativos).

Ilustração de Microfósseis e Nanofósseis – a Microilustração

Os micro e nanofósseis podem ser obtidos em diferentes amostragens, seja de sedimentos de fundo marinho, ou lacustres (paleolimnologia), seja de afloramentos (p. ex. em amostragens de perfis estratigráficos).

Por convenção, um microfóssil (do grego ***mikrós*** = pequeno + fóssil) não excede os 2 mm (2 000 μm) de dimensão máxima, embora existam fósseis com 4-6 mm que ainda se enquadram nessa classe, uma vez que só é possível obter uma análise rigorosa, objetivamente credível e completa com a intervenção de microscópios óticos estereoscópicos (lupas binoculares) ou lupas de mão.

Todo e qualquer fóssil cujas dimensões sejam inferiores aos 50 μm são automaticamente remetidos para os nanofósseis, só podendo ser observados recorrendo aos microscópios (ótico composto e/ou eletrônico de varrimento).

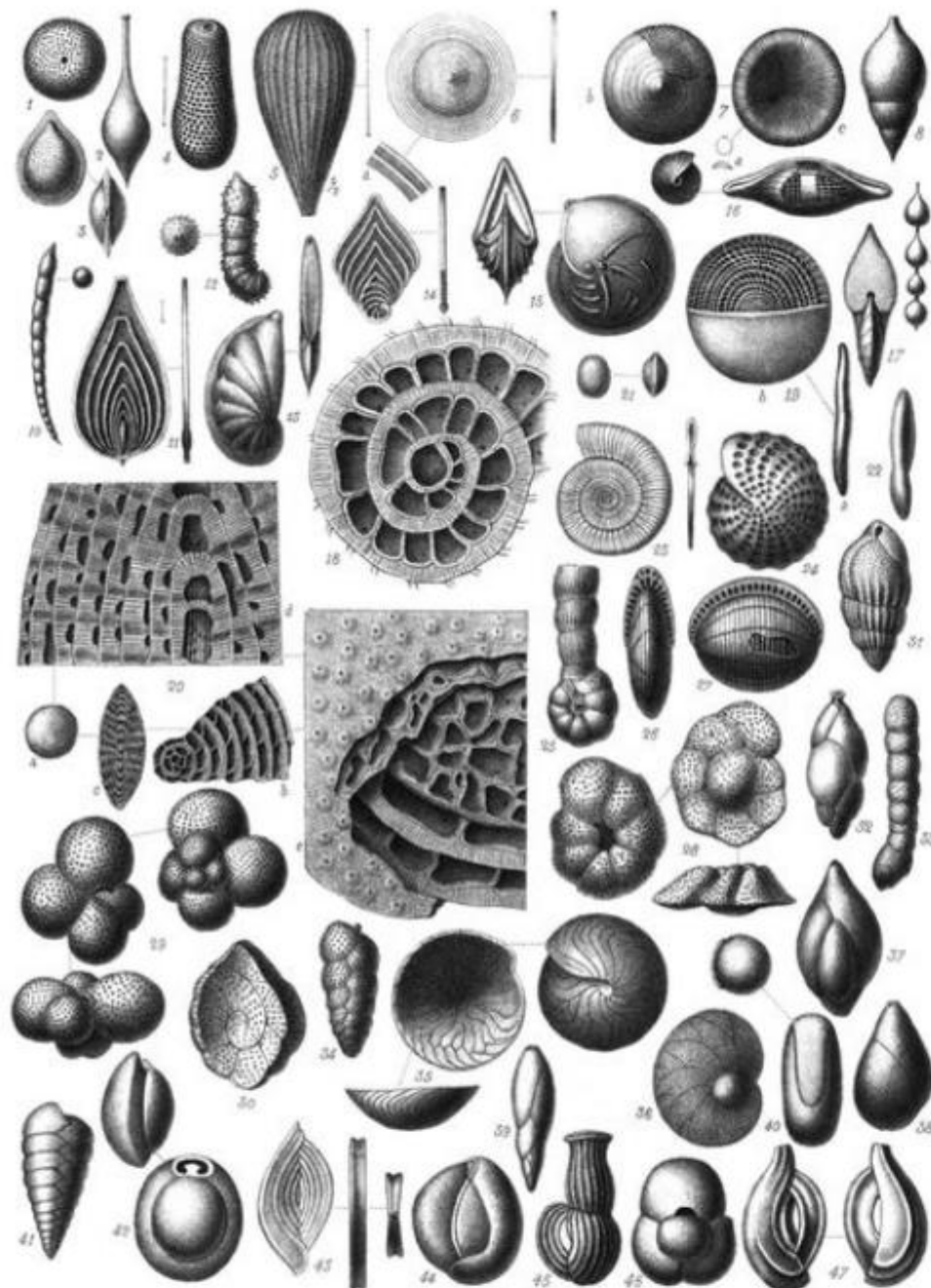



Figura 28.2 Prancha litográfica de foraminíferos fósseis de França, Áustria e Rússia, essencialmente da era Cenozoica. *In:* F. J. Piquet (1853-1857) – *Traité de Paléontologie ou Histoire Naturelle des Animaux Fossiles*, Librarie J.-B- Baillière *et* Fills. Paris, Biblioteca do Dep. de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra (Portugal); imagoteca particular de F. Correia.

Neste grupo de protozoários marinhos fósseis a única coisa que resta e é desenhada sob forte ampliação é a carapaça unilocular (uma câmara) ou plurilocular (várias câmaras), de natureza calcária e segregada pela massa protoplasmática. Estes microfósseis estão presentes quer em rochas paleozoicas (conhecem-se foraminíferos com cerca de 600 Ma), mesozoicas ou cenozoicas e podem ser observados em lâminas delgadas. Como são um grupo-chave para o conhecimento das alterações oceanográficas e climáticas (permitem estimar a profundidade e conhecer a idade relativa dos sedimentos), a ilustração destes fósseis resume-se à configuração da carapaça (em várias normas e perfil; ligados na estampa por tracejado), suas estriações, espículas e perfurações (por onde protudiam os pseudópodes) – isto é, o suficiente para a correta e precisa identificação do grupo, gênero e/ou espécie.

A ilustração de fósseis de diminutas dimensões com recurso aos microscópios fotônicos, recorre a complementos óticos que permitem ao observador reproduzir a traço de contorno os vários elementos observados, numa determinada ampliação (figura 28.3).

A observação em microscópios óticos estereoscópicos binoculares (lupas; MOE) permite a observação de microfósseis com uma volumetria considerável (não bidimensionais), em diferentes ângulos e/ou profundidades de focagem (em alguns sistemas a ampliação é contínua entre o mínimo e o máximo), formando imagens reais (não invertidas) e com tridimensionalidade; contudo a iluminação é, regra geral, incidente apicalmente e a imagem obtêm-se pela captação da luz refletida (p. ex. com luz transmitida externamente ao sistema ótico, através de feixes de fibra ótica articuláveis – um sistema que isola o fóssil de variações térmicas, como as produzidas pelas lâmpadas incandescentes) e a ampliação raras vezes ultrapassa o intervalo das 2,5 a 300x. Nestes casos, e como auxiliar do desenho à escala, usa-se a denominada "câmara clara de desenho".

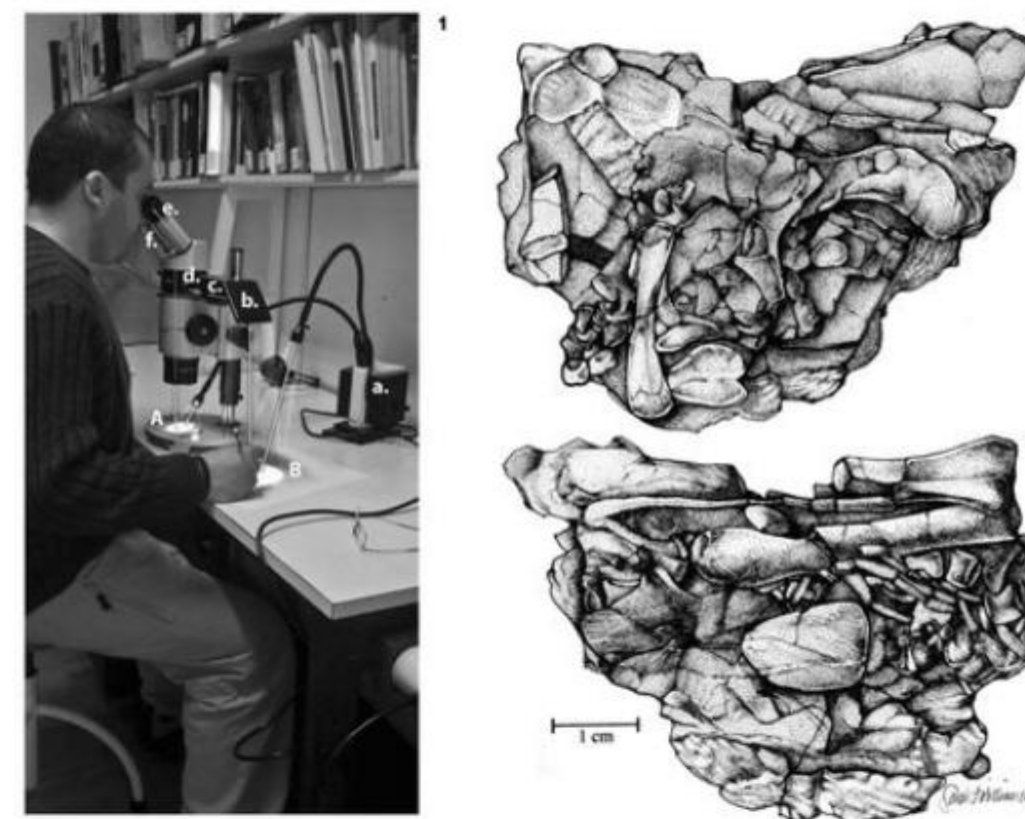



Figura 28.3 Para ilustrar fósseis de diminutas dimensões e executar os esboços preliminares à escala, muitas vezes recorre-se a sistemas óticos de ampliação próprios, como o microscópio estereoscópico com câmara clara/lúcida acoplada (1: A – espécime fóssil, B – desenho ampliado do fóssil, realizado à escala; a – fonte de luz externa ao sistema; b – espelho a 45° para refletir a folha onde se vai desenhar em direção a "c"; c – sistema de lentes de focagem; d – prisma; e, f – sistemas de lentes da ocular para observação do espécime fóssil, em simultâneo, da folha de papel onde parece estar sendo projetado). O fóssil deve estar afastado de fontes de calor (como luzes incandescentes incidindo diretamente), uma vez que pequenas variações térmicas podem ser o suficiente para o danificar e produzir microfissuras, ou mesmo lascar (o ideal é utilizar luz transmitida por fibras óticas). Deve-se procurar que o suporte onde se apoia o microfóssil, estabilize o espécime na posição pretendida, mas devem ser evitadas substâncias maleáveis com óleo na sua composição (como plasticina), uma vez que este pode infiltrar-se no fóssil (por ação do calor e da microcapilaridade). (Fotografia: © F. Correia.) (2-3) Aglomerado de microfósseis ósseos (somatofósseis) de um embrião de um oviraptosaurídeo da Mongólia, com uma idade estimada entre 99-85 Ma. (Cretácico Superior). Desenhado em duas vistas (face superior e inferior), recorrendo a este sistema, a arte-final foi executada recorrendo à técnica de ponteado (*stippling*) em película de poliéster estirado (Draftex, Herculene, ou outra), com tinta-da-china (nanquim) © Sarah Williamson.

O microscópio ótico composto-padrão (MOC), por sua vez, pede amostras muito finas (na ordem dos 30 µm, mas que pode chegar a algumas centenas de micrômetros se utilizarem lâminas escavadas e lamelas adequadas) e basicamente transparentes, uma vez que a luz utilizada para as observações é transmitida do condensador em direção à ocular (iluminação de Köhler, focada uniforme sobre a área observada e sem que haja aquecimento da amostra fora desse perímetro). Alguns microscópios petrográficos e para a observação de lâminas delgadas (com meros 30 µm), além da luz transmitida polarizada, com recurso a nicóis (filtros polarizadores), também é possível usar a luz refletida para observar amostras opacas (ao interferir com a luz incidente). Com os MOC conseguem-se obter ampliações entre as 25 e 1 800x (nos petrográficos raramente vai além das 400x), mas a imagem apresenta-se achatada (planos de focagem limitados e baixa profundidade de focagem) e com uma orientação invertida ao objeto (o que estaria em cima fica em baixo e estruturas colocadas à esquerda apresentam-se pela direita); a tridimensionalidade (ligeira) só é conseguida através do contraste por interferência diferencial (desfasamento dos comprimentos de onda, com recurso a filtros polarizadores cruzados que transformam a luz natural em polarizada analisada). Para estes sistemas óticos compostos e como auxiliar do desenho à escala, usa-se o denominado "tubo de desenho" (figura 28.4).

Independentemente da denominação, ambos os sistemas óticos acessórios para desenho recorrem a um conjunto de prismas, lentes e espelhos – acoplados entre as lentes convergentes da ocular e da objetiva – para permitir a visualização simultânea da amostra e da superfície de desenho. Ambos exigem também uma fonte externa de epi-iluminação, de modo a captarem a luz refletida pela superfície de desenho, embora os MOE sejam menos exigentes neste capítulo (a luz ambiente, por vezes, é suficiente para permitir a utilização do sistema de desenho).

Estes sistemas de desenho, só possíveis em sistemas binoculares, permitem a sobreposição ótica da amostra observada e da superfície onde se irá desenhar numa das oculares (a da esquerda, ou a da direita, consoante o sistema esteja adaptado para esquerdinos ou destros, respectivamente), enquanto a outra recebe a imagem normal e sem interferências externas. O nosso cérebro processa esses três tipos de imagens enviadas pela nossa visão estereoscópica, assimilando-as e encarregam-se depois de as sobrepor de modo cumulativo, isto é, de modo que a imagem da amostra seja ligeiramente mais forte que a imagem refletida (obtida externamente pelo tubo ou câmara clara de desenho). Para tal, é necessário ajustar a intensidade luminosa da luz incidente externa, para que a luz refletida pela folha de papel branco (mate, nunca brilhante) não interfira com a luz transmitida (um modo prático de contornar este problema consiste em desenhar os contornos da amostra com lápis branco, sobre folhas de tonalidades escuras ou negras). Após otimizar a intensidade da fonte de luz externa, para cada ampliação, a mão que desenha e a ponta do lápis de grafite irão aparecer sempre mais tênues e translúcidas (como se fosse um "fantasma" ótico). Deste modo, mesmo sobreposta à imagem da amostra, permite-nos continuar a visualizar toda a sua estrutura, sabendo assim para onde direcionar o traço, de modo a reproduzir fielmente a silhueta, os contornos das delimitações (paredes) ou outras estruturas internas, sem ter que levantar contínua e constantemente a mão. E, tudo isto, com o rigor imposto pela escala métrica – um item que também precisa ser desenhado. Como é evidente, o desenho deve ser sempre realizado em áreas planas e paralelas à superfície onde assentam os sistemas óticos (qualquer alteração do plano, como, p. ex. ondulações, podem introduzir artefatos, distorções e erros métricos).

Ajustes Óticos e Referências Dimensionais – as Escalas Métricas

O utilizador antes de iniciar o desenho da sua amostra, ou escala, deve ter alguns cuidados para otimizar o sistema ótico de acordo com as especificidades intrínsecas da sua visão. O primeiro será otimizar a iluminação do próprio MOE ou MOC e, em seguida, regular as dioptrias se as oculares o permitirem – tal diminuirá o esforço dos olhos do observador, ou as compensações constantes na profundidade de campo, permitindo o trabalho continuado, por um período de tempo superior. Em seguida, e tendo focada a amostra, deve regular a focagem do próprio tubo de desenho (ou câmara clara) de modo que a ponta do lápis que assenta sobre a superfície de papel num ângulo de 45º esteja absolutamente nítida e focada (alguns acessórios para desenho ótico têm marcas no regulador, que permitem ao utilizador voltar a regular o sistema, se ele tiver sido utilizado por outro investigador, de modo a poder repor as suas próprias condições novamente). O sistema está

pronto e, mantendo-se a parametrização destas condições, permite a reutilização de escalas métricas realizadas para cada ampliação em particular (caso contrário e para minimizar erros métricos, novos desenhos implicam novas escalas, uma vez que se podem obter variações de até 10 µm).

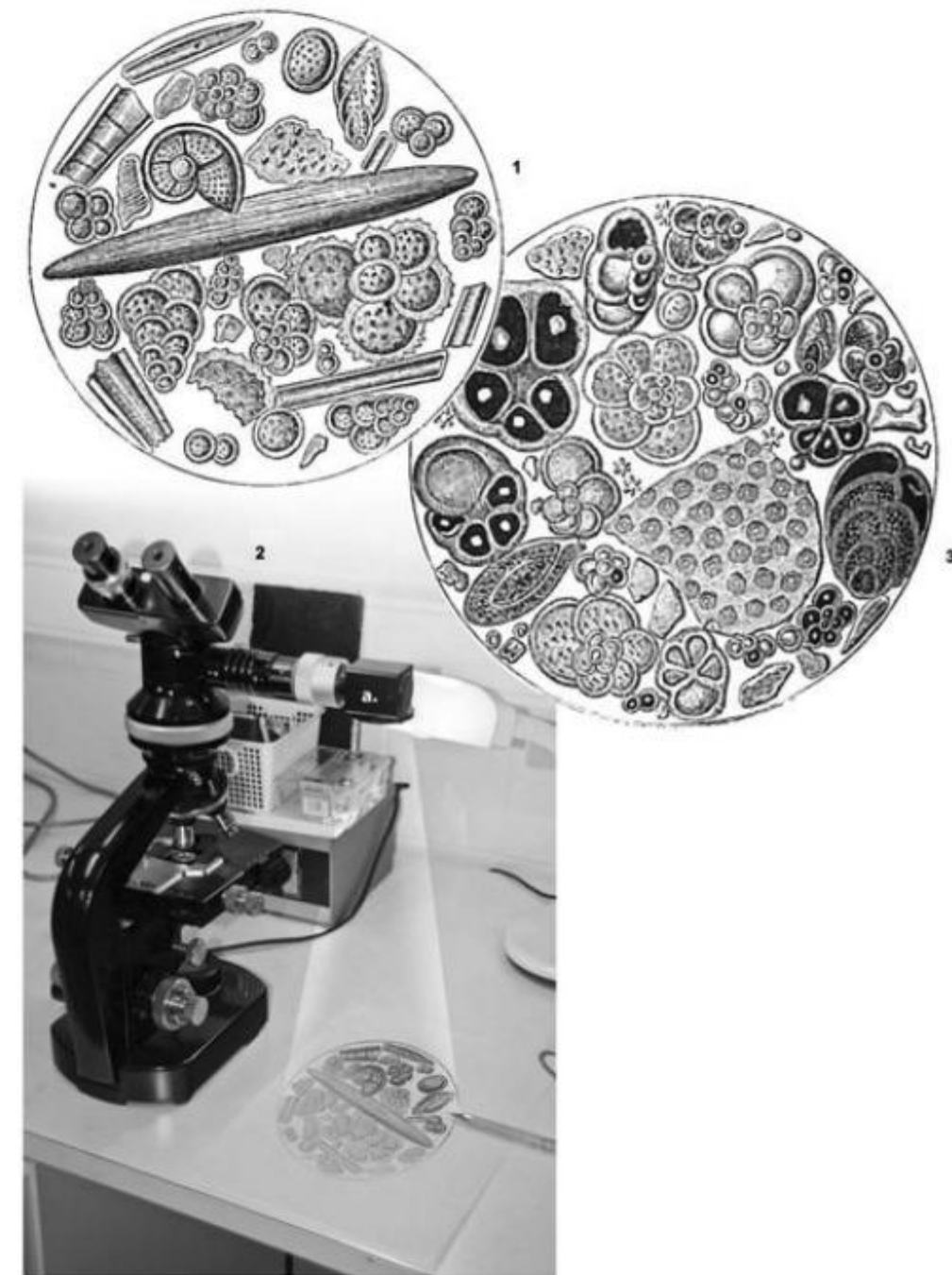



Figura 28.4 Representações de observações realizadas ao microscópio ótico estereoscópico, dos microfósseis presentes na rocha sedimentar calcária de cré. *In:* Louis Figuier,1866. *La terre avant le Déluge.* Librairie Jde L. Hachette *et* C.ie; imagoteca particular de F. Correia. (1) Cré de Gravesend. (2) Cré de Cattolica (Sicília). (3) Microscópio ótico composto com tubo de desenho (a) acoplado, para observadores/ilustradores destros (simulação da projeção virtual da lâmina em observação; traço mais negro – observação já contornada a lápis de grafite, 2H). Fotografia: © F. Correia.

Todo e qualquer desenho feito em determinada ampliação, deve ser complementado sempre pela realização de uma escala métrica desenhada (ou fotografada, se o sistema ótico for trinocular e munido de câmara para microfotografia) para essa mesma ampliação – tal permite o inferir correto das reais dimensões do microfóssil, a qualquer altura, minimizando erros métricos. Caso seja estritamente necessário estimar a maior precisão possível, pode ainda utilizar um microscópio de mensuração (analógico ou digital) e contrapor medidas entre espécime e sua representação em desenho.

A escala é baseada num sistema métrico corrente (cm, mm, µm, etc...), para cada objetiva em concreto, independentemente de terem igual ampliação (devido a diferenças no fabrico e modelos das lentes) ou então diferente (ampliação maior ou menor, das objetivas anexadas ao revólver).

Assim, enquanto para um MOE se pode utilizar uma normal régua ou uma lâmina de vidro com uma escala milimétrica (geralmente de 2 milímetros ou 2 000 µm), para o MOC só se pode utilizar a última opção. O desenho da escala para cada ampliação (a qual será sempre de uso exclusivo e pessoal), começa sempre pelo traçar de uma reta na folha de papel colocada sob o sistema ótico de desenho, a qual deve ser sobreposta no meio da escala métrica visionada, de modo a que faça um ângulo de 90º com os traços da própria escala. Nas maiores ampliações (superiores a 25x) deve-se evitar passar o nosso traço por cima da marca da escala milimétrica, uma vez que um ligeiro desvio ao centro do mesmo introduz um erro no distanciamento entre marcas que deveriam ser, por defeito, equidistantes. Um modo de se contornar este problema e obter uma escala o mais rigorosa possível, consiste em traçar a linha desenhada sempre pela direita, ou pela esquerda, do traço de cada unidade dessa escala.

Tamanho do Microfóssil e o Campo Ótico

Caso o microfóssil a desenhar apresente dimensões superiores às do campo ótico (decorrente, p. ex. do aumento da ampliação a que se observa), devem ser desenhadas pequenas áreas sucessivamente contíguas, de tal maneira que a posterior sobreposição dessas seções permita estabelecer o desenho preliminar de toda a amostra, de maneira correta e rigorosa. Essa sobreposição pode ser feita em operações manuais e de baixo custo, transferindo cada desenho preliminar feito ao MOE ou MOC para translúcido (semitransparente) papel vegetal/esquiço – *tracing paper* – e triangulando sucessivamente os pontos de referência comuns, entre desenhos sobrepostos; ou então, fotocopiando os desenhos preliminares em acetatos transparentes e desenhando em seguida todo o microfóssil em papel vegetal (após se terem sobreposto com sucesso todos os pontos de referência e compondo o microfóssil na totalidade). Também se podem utilizar sistemas computadorizados (digitalizando os desenhos parciais num *scanner*) e aplicações informáticas, como o programa de edição fotográfica Adobe Photoshop para importar todos os ficheiros digitalizados como imagem, num único ficheiro e em *layers* separadas. Cada *layer*, em modo *multiply*, será depois rodada até se obter a sobreposição exata dos pontos de referência. A composição final pode ser impressa (passa a ser o desenho preliminar final) e arte-finalizada com nanquim negra sobre película de poliéster estirada (Draftex 003). Para quem já tem experiência com este programa e tem acesso à mesa e à caneta digital (sensível à pressão; exemplo: *Wacom tablet*), poderá ainda criar uma última e nova *layer* onde se irão traçar os contornos (por sobreposição), com a ajuda de ferramentas de pintura (utilizando o pincel, com a espessura desejada, e aplicando negro a 100% de opacidade), ou ferramentas de edição vetorial do módulo de *paths* (linhas de Bezier ajustadas às curvaturas da peça e que depois serão pintadas automaticamente por comando de aplicação do traço/*stroke*, parametrizado na espessura desejada). Este tratamento vetorial também pode ser realizado em programas não *raster* (vetoriais), como o Illustrator e/ou Freehand, depois de ativar o modo transparente das *layers* em causa (opção que mantêm as linhas de traço mas "elimina" visualmente fundos brancos).

Como pontos de referência devem ser utilizadas áreas ou estruturas imóveis e facilmente identificáveis (padrão de manchas, segmentação, inserção de patas, etc.), que facilitem a posterior sobreposição/composição das várias seções previamente desenhadas. Deste modo um desenho preliminar de todo um microfóssil, pode ser a súmula de vários outros desenhos intermédios, quer sejam das várias partes do corpo (sentido longitudinal, do maior eixo), quer sejam de vários planos focais do corpo ou de estruturas corporais particulares (sentido transversal; conforme a profundidade de campo seja maior ou menor). Por outro lado, o desenho de

um microfóssil não se resume somente a sobreposições ou clarificações de pormenores, com triangulação de pontos de referência, mas implica também todo um trabalho de reconstrução de estruturas danificadas, parcial ou não, com base no conceito da simetria inerente ao espécime em causa (bilateral, radiada, etc.), assim como do hábito (conformação corporal que espécime *in vivo* apresentaria), muitas vezes distorcido pelas condições de fossilização ou geomorfológicas posteriores.

Quando se utilizam sistema óticos de desenho, deve-se evitar levar o traço desenhado até ao final do campo ótico, uma vez que raros são os sistemas equipados com lentes que evitam a distorção da amostra nesse perímetro extremo (isto é, lentes planacromáticas, com correção de cores e de ótica para o infinito). Um modo de comprovar, estimar e delimitar previamente a área de alteração ótica que caracteriza o sistema ótico que se irá utilizar, consiste na utilização prévia de um objeto com uma grelha, ou então de lâmina de vidro que possua uma superfície reticulada, e estimar o perímetro da distorção marginal da grelha ortogonal (quadrícula).

Dimensões do Desenho Preliminar

O fato de a câmara clara ou de o tubo de desenho estarem montados abaixo das oculares, irá necessariamente condicionar as dimensões das imagens obtidas. De fato, o tamanho dessa imagem desenhada é condicionada pela ampliação das objetivas, do próprio sistema ótico de desenho (câmara clara/tubo de desenho) e ainda pela distância que existe entre esse sistema de desenho e a superfície de papel. Assim, as oculares são lentes que podem ser consideradas externas a este "sistema", uma vez que se forem substituídas por outras que proporcionem uma maior ampliação, permitirá ao utilizador visualizar o espécime fossilizado com mais pormenor, mas não alterarão as dimensões do desenho preliminar efetuado.

Para alterarmos *in loco* e em tempo real as dimensões finais do desenho preliminar, numa mesma ampliação, teremos que alterar a distância entre o sistema ótico para desenho e a superfície de desenho [reduzir: diminuir a distância, aproximando a folha de papel do espelho e sempre assentes sobre um plano paralelo à superfície inicial, utilizando, p. ex. uma caixa ou livro(s); ampliar: aumentar a distância entre a superfície de papel e a câmara clara/tubo de desenho, p. ex. colocando uma caixa ou livro(s) sob o microscópio]. Num caso e no outro, sempre que se alterar essa distância, ter-se-á que desenhar nova escala métrica.

Resulta de extrema importância (independentemente do fato de se ter reduzido, ampliado, ou não, as dimensões dadas por este sistema ótico) referenciar no desenho a ampliação total (AT) fornecida pelo sistema e que se utilizou para desenhar os detalhes da estrutura. O seu cálculo é determinado pela fórmula:

[OCULAR (10x) x LENTE INTERMÉDIA ÓTICO DE DESENHO (presente também em muitos microscópios trinocular, sendo, regra geral, 1,25x) x OBJETIVA (4, 10, 16, 25, 40 ou 100x) x AMPLIAÇÃO FORNECIDA PELO SISTEMA]

O último fator desta fórmula é estritamente intrínseco ao utilizador, isto é, varia de pessoa para pessoa (de olho para olho, dado que estes apresentam diferentes planos de focagem, p. ex. da ponta do lápis sobre a superfície de papel), e também do sistema ótico de desenho e caso se altere a distância (redução/ampliação *in loco*), que vai desde a base estativa do microscópio ao espelho do sistema de desenho, introduz uma variável de alteração dimensional, não quantificável e a ampliação final só poderá ser estimada.

Este problema (ampliações/reduções) é ultrapassado se se realizar o desenho em condições normais (não alterando aquela distância) e este for digitalizado, por exemplo, a 600 dpi de resolução ótica (atenção: digitalizar SEMPRE a escala correspondente à mesma resolução); assim, se digitalizarmos um desenho realizado à AT de visualização do microfóssil correspondente a 500x (10x1,25x40x1, p. ex.), ao reduzirmos para a norma de resolução exigida para impressão *offset* (300 dpi), obteremos uma ilustração com o dobro do tamanho, equivalente a se tivesse sido desenhada a uma AT de 1 000x (claro que o pormenor que se consegue visualizar a uma AT real de 500x transformada a uma AT virtual de 1 000x, é totalmente diferente do maior pormenor que seria observado à AT correspondente, mas real e ótica – ou seja criamos apenas uma interpolação e os erros desenhados serão apenas mais evidentes, se não forem complementados e reajustados com outras informações realmente observadas àquela AT).

Outras Possibilidades Destes Sistemas Óticos

Alguns sistemas (microscópios trinoculares) apresentam também, para além da câmara clara ou do tubo de desenho, um sistema de exposição para microfotografia ou captação de imagem vídeo (microvídeo ou microcinema). Estes outros dois sistemas de obtenção de imagem são complementares entre si e não necessariamente incompatíveis e exclusivos com os de desenho (microilustração). É certo que a microfotografia tem a seu favor a simplicidade e a rapidez, mas o resultado final dessa exposição em nada supera o desenho ou microilustração científica. De fato, este tipo de ilustração, científica e rigorosa, pressupõe que, *in loco* e em tempo real, o investigador processe a imagem e crie a sua própria interpretação de acordo com os conhecimentos que possui, triandro informação visual, eliminando artefatos (deformações, sobreposições, etc.), acrescendo no mesmo desenho informação retirada da exploração de vários e diferentes planos focais e expondo somente o que realmente é importante para o estudo/descrição em causa – ou seja, limpa a imagem de tudo o que é acessório e desnecessário (algo que na microfotografia não é possível reproduzir intencionalmente e nem as exposições múltiplas resolvem, pois é uma mera exposição do que se observa no momento e apenas em determinado plano focal). As vantagens de um desenho compensam assim, largamente, as suas desvantagens mais imediatas (método mais moroso).

Antes de a utilização de plataformas computadorizadas atuais ter banalizado a composição fotográfica, era possível fotografar, em película fotográfica normal ou em diapositivos, qualquer esquema ou outras composições gráficas, através destes sistemas óticos de desenho, com qualidade muito satisfatória (para obter um bom registro fotográfico deve-se ter cuidado somente com a qualidade e a intensidade da epi-iluminação a fornecer à superfície a fotografar). Podemos, ainda, sobrepor o nosso desenho final (contorno simples, p. ex.) à imagem presente no campo ótico, de modo a realçar/reforçar ou destacar um determinado pormenor em particular (aumenta o contraste). Assim, ultrapassam-se algumas das dificuldades imediatas que qualquer amador sente, ao manusear uma máquina fotográfica para obter boas exposições de objetos praticamente bidimensionais.

De fato, para além das funções normalmente atribuídas a estes sistemas óticos de desenho, existem algumas vantagens e aplicações potenciais a considerar que não as "usuais", como sejam, respectivamente, a facilidade de focagem, a utilização de uma determinada ampliação específica para microfotografia (em substituição de objetivas "macro") e ainda a possibilidade de utilização desses registros fotográficos híbridos, não só para publicações, como também em comunicações orais (diapositivos ou projeção), mostra de resultados em painéis/pôsteres científicos (sem necessidade de tratamento de imagem posterior), ou mesmo para dinamizar um pequeno vídeo sem necessidade de elaborados efeitos visuais (a ponta do lápis a apontar ou mesmo a delimitar em traço determinada área que merece a atenção de quem visiona).

As Imagens Híbridas Fotografia–Ilustração

As imagens obtidas em estudos de microscopia eletrônica de varrimento, ou MEV (depois de as amostras terem sido metalizadas com uma fina camada de ouro atomizado, com cerca de 200 Å, de modo a garantir a condutividade quando varridas por um feixe de elétrons), servem de complemento às descrições e ilustrações obtidas através dos sistemas óticos, resolvendo (graças a seu maior poder de resolução entre dois pontos muito próximos) áreas que suscitem dúvidas interpretativas. Ambos os tipos de informações visuais (MOC e MEV) podem ser ajustadas entre si, tendo em conta o ajuste às respectivas escalas métricas – um aspecto que facilita a transposição de informação visual (transferência indireta) e reenquadramento entre as estruturas desenhadas, ou vice-versa.

Outro nível de intervenção direta é o desenho direto sobre as contrastadas exposições fotográficas obtidas por MEV. Ao contrário do que sucede nas exposições fotônicas (onde existe cor), estas últimas são sempre reveladas em gradientes de cinzento, mas que podem ser coloridas após importação para um programa de edição de pintura/fotografia, para assim isolar e diferenciar estruturas/áreas diferentes. Criam-se assim imagens híbridas, de base fotográfica mas ultimadas à base de ilustração, adentrando no campo da ilustração mista e com potencialidades de leitura/interpretação em tudo superiores às evidenciadas somente pela fotografia por si. Uma maneira expedita de adicionar cor, utilizando o Adobe Photoshop, é criar uma *layer* individualizada por cada cor-base editada (cor suave, pastel) e/ou estrutura

a individualizar. Em seguida, deve-se delimitar uma área com uma máscara (utilizando o *lasso tool*, do módulo das ferramentas de seleção), preencher com o *paint bucket tool* a 100% de opacidade, mudar o *blending* desta *layer* para o filtro *multiply* e posteriormente clarear áreas com o *dodge tool*, ou então escurecê-las (dentro da mesma gama de tonalidades), com o uso do *burn tool*. Pequenas áreas podem ser acentuadas diretamente sobre a fotografia digitalizada, utilizando estas duas últimas ferramentas, ou mesmo o pincel (*brush tool*). Na realidade, a interdisciplinaridade entre ilustração e a fotografia mostram possibilidades e métodos sem fim, e as soluções gráficas encontradas são apelativamente superiores à fotografia por si só.

Macropaleontologia

Os primeiros achados fósseis que atestam a existência de seres gigantescos muito provavelmente remontam a épocas muito remotas na história da Humanidade. Muito certamente são estas descobertas que, pela sua estranheza, inflamavam a imaginação de seus descobridores, os quais, na tentativa de encontrar explicação plausível, procuravam atribuir-lhe identidades de restos de seres que lhe fossem familiares ou na sua ausência, criavam novos seres ou entidades (como os unicórnios ou outras criaturas fantásticas). Estas quimeras "paleontológicas" seriam o fundamento de suporte das inúmeras lendas e fábulas de dragões e outros seres gigantescos, ou mesmo colossais e estranhos deuses com formas de animais, comuns um pouco por todo o Mundo Ocidental e Oriental. Contudo, só muito mais tarde surgiu a primeira tentativa metodológica de estudar um desses colossais ossos fossilizados (figura 28.5a-b), num trabalho pioneiro realizado pelo investigador Robert Plot (Inglaterra, século XVII). Curiosamente, o seu condicionamento científico induziu-o a desenhá-lo para publicação (*Natural History of Oxfordshire*, 1677), e em boa hora, pois o espécime petrificado acabou por se perder, subsistindo apenas a ilustração original (estudado depois por Richard Brookes, em 1763, que ironicamente o designou como *Scrotum humanum* – pela semelhança de formas entre esta epífise petrificada e o escroto humano). Hoje e graças ao estudo da sua representação gráfica (bem como de outros achados também realizados na Europa) sabe-se que fazia parte de um fêmur de um dinossauro carnívoro bípede, o qual somente foi descrito para a ciência por William Buckland, em 1824 (*Transactions of the Geological Society*), que o batizou como *Megalosaurus bucklandi* (lagarto-grande). Esta série de acontecimentos decorreu em plena era da doutrina do fixismo e catastrofismo de Cuvier (célebre anatomista francês), o qual, curiosamente e numa visita que fez ao autor inglês em Oxford, lançou a primeira pista sobre a sua origem reptiliana, criando as bases para a correta diagnose e descrição científica feita por Buckland.

Quase ao mesmo tempo, Gideon Mantell (ou a sua esposa, segundo rezam algumas crônicas) descobriu alguns dentes que, por comparação museológica com os dentes de vários animais atuais, o levou a concluir serem muito semelhantes aos da iguana – surgindo assim o nome de *Iguanodon* para caracterizar este segundo achado e, curiosamente, o primeiro dinossauro herbívoro descrito (Georges Cuvier também analisou estes fósseis, mas desta vez, errou no seu parecer ao desmerecer o achado e classificando os dentes como pertencentes a um mamífero do tipo rinoceronte) (figura 28.6). Posteriormente, muitos outros achados se lhes seguiram, numa autêntica época de febre de "dino-descobertas" e animadas corridas de caça aos ossos fósseis, no qual o deserto de Gobi reúne a maior quantidade de achados desde 1922.

1

Figura 28.5a A primeira edição do livro *The Natural History of Oxfordshire* de Robert Plot (1677), é um interessante tratado sobre os primórdios da geologia. Contudo o que o catapultou para o reconhecimento mundial, foi a publicação de uma das primeira ilustrações científicas de um osso fóssil, encontrado em Great Oolite (Cornwell, Inglaterra; terrenos do Jurássico Médio) e que hoje se identifica como pertencendo a um fêmur do *Megalosaurus bucklandi*.

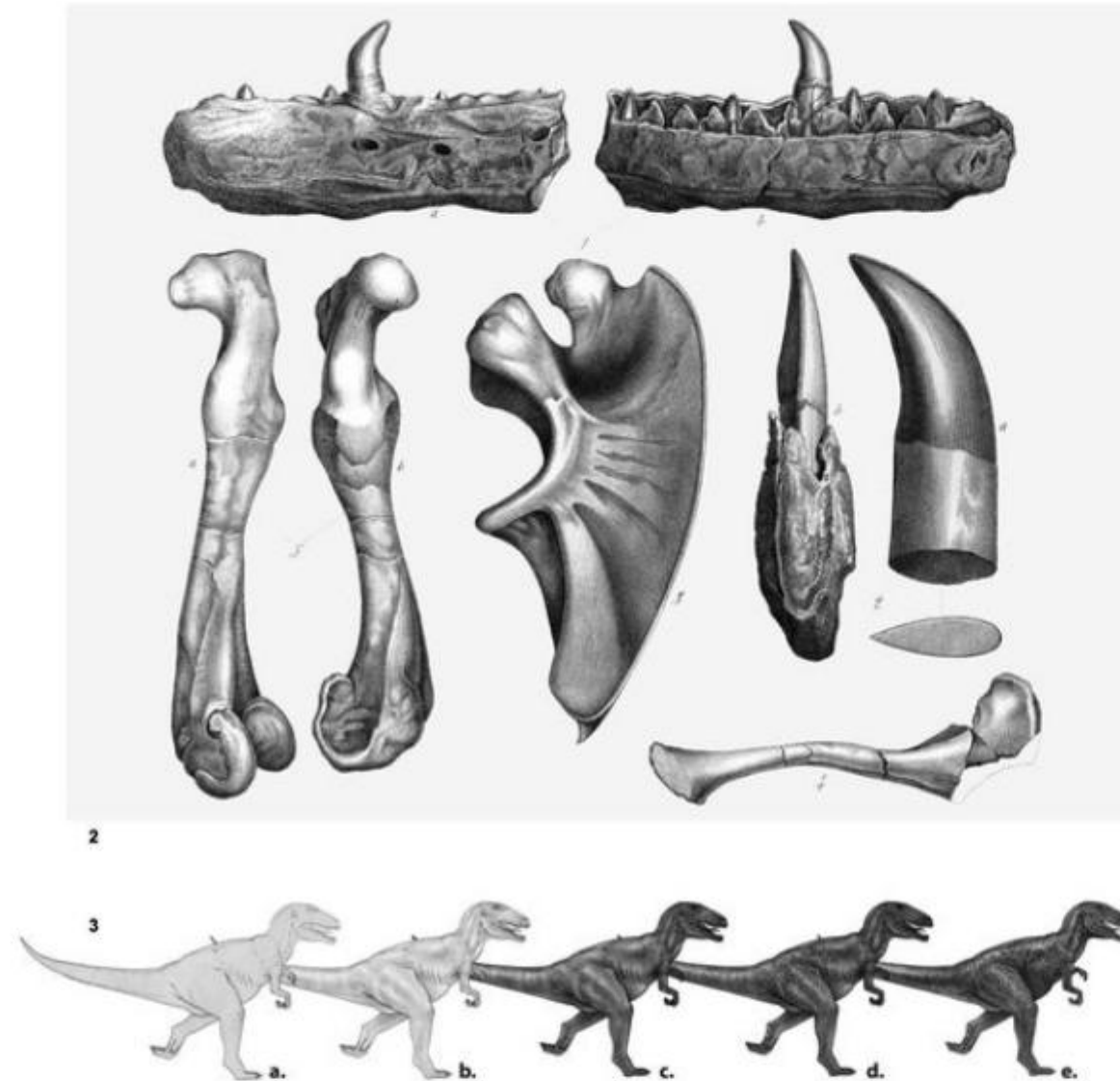
(*Continua*)

(Continuação)

Figura 28.5b (1) Esta ilustração consta da prancha VIII (figura nº 4) que Plot intitulou de "Rochas parecidas com partes do Homem" e que levou a que este fóssil fosse ironicamente designado por *Scrotum Humanum* (graças à orientação da ilustração na prancha de Plot e ao contexto do título). Plot foi o primeiro curador do *Ashmolean Museum at Oxford*, mas isso não foi o suficiente para que este exemplar se perdesse para a Ciência (Imagem: Wikipedia; File: Scrotum humanum.jpg; public domain). (2) Prancha litográfica com reproduções de somatofósseis de *Megalossaurus bucklandi* (identificadas segundo a numeração original como: (1. Porção da mandíbula inferior, em vista interna/lingual (a) e externa (b), tal como descrita por Buckland; 2. dente; 3. coracoide; 4. clavícula; 5. fêmur). *In*: F. J. Piquet (1853-57) – *Traité de Paléontologie ou Histoire Naturelle des Animaux Fossiles*, Librarie J.-B- Baillière *et* Fills. Paris, Biblioteca do Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra (Portugal) imagoteca particular de F. Correia (rep. Parcial da prancha litográfica). (3) Os fósseis de *M. bucklandi*, analisados por Buckland, ainda se encontram em exposição no Museu de Oxford (Inglaterra), mas até hoje ainda não foi possível completar um único esqueleto desta espécie; esta composição, representa um breve ensaio, numa metodologia passo a passo, de como poderia ter sido a aparência de um espécime desta espécie *in vivo* (a – desenho de contorno; b – volume; c e d – textura; e – arte-finalização). © F. Correia.

Figura 28.6 Representação do dente de *Iguanodon*. *In:* Félix Bernard,1895. *Éléments de Paléontologie*. Librarie J.-B- Baillière *et* Fills. Biblioteca do Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra (Portugal); imagoteca particular de F. Correia.

Se bem que ingleses foram os precursores dos primeiros achados e descrições científicas, é internacionalmente reconhecido a Georges Cuvier (1769-1832) o papel paternal na gênese da Paleontologia dos Vertebrados, enquanto Ciência. De fato, ele foi pioneiro na ideia de utilizar a anatomia comparada como ferramenta metodológica para estudar os fósseis, recorrendo à estrutura anatômica de espécimes vivos para complementar lacunas ou perceber melhor a funcionalidade biomecânica de alguns achados (com o seu célebre "princípio da correlação das partes") – surge a anatomia funcional e comparativa. Já que os ilustradores paleontológicos modernos fazem uso da mesma metodologia (anatomia comparada) para criar as ilustrações *in vivo* de seres extintos é pois lícito afirmar ainda que Cuvier também esteve na base dos pressupostos que parametrizam e guiam a moderna ilustração paleontológica. Na verdade, ele mesmo chegou a desenhar alguns esboços das reconstituições, por ele idealizadas, dos fósseis que estudou, os quais se diferenciavam bastante e ultrapassavam os desenhos estilizados que tipificavam aquela época – os desenhos ditados (o ilustrador não tinha contato com o espécime, esboçando as características de um modo "cego" e criando uma imagem mental, com base no entendimento que literalmente lhe era ditado pelo investigador que tinha estudado a peça fóssil), ou desenhos copiados, um dos outros, sucessivamente. Os seus esboços realizados em 1812, por exemplo, sobre o ***Anoplotherium commune*** (um ungulado fóssil do Eoceno), em traçados limpos, lembram o desenho funcional típico dos desenhos anatômicos renancentistas do Mestre Leonardo da Vinci, e neles já se pode observar alguns ensaios das principais massas musculares e pele, suportados pela reconstrução dos elementos esqueléticos fósseis. Aquele exemplo, criado em 1812 (e no espólio do Museu de História Natural de Paris, França), poderia representar a primeira ilustração paleontológica realizada segundo os cânones e preceitos científicos hoje exigidos para este tipo de reconstruções gráficas. Infelizmente, Cuvier optou por delegar a tarefa gráfica, desta e várias outras reconstruções por ele esboçadas, ao zoólogo seu ajudante Charles-Léopold Laurillard (1763-1855), que neste caso se limitou a copiar o desenho e prepará-lo para a reprodução em gravura e impressão (perdendo pormenor e elegância no processo de transição).

No entanto, as primeiras ilustrações de vertebrados (na época – o século do positivismo – constituindo achados da intitulada fauna "antediluviana"), pouco ou nada tinham a ver com os que atualmente podem ser encontrados nas mais variadas publicações. Na realidade, e por então, os esqueletos completos eram raros, bem como o conhecimento científico da época era incipiente (em termos evolutivos) para permitir melhores interpretações gráficas (figura 28.7). É conveniente recordar que ainda estávamos longe da divulgação da teoria evolucionista de Charles Darwin (Origem das Espécies; 1859), e nos primórdios daquele século os investigadores e estudiosos eram adeptos de tese contrária a esta, isto é, defendiam que esses fósseis eram vestígios de animais bastante complexos, semelhantes aos mamíferos de grande porte, de sangue quente e que ao longo dos tempos, em vez de evoluírem, tinham degenerado em formas mais primitivas, preguiçosas e indolentes (de sangue frio), horrivelmente feias e disformes – atualmente representadas, por exemplo, pelos crocodilos e tartarugas, no caso dos répteis. Na realidade, todas as ilustrações da época (1850's), que ousaram extrapolar os achados fósseis dos grandes répteis para uma primeira tentativa de reconstituição *in vivo*, são o espelho destas considerações: os espécimes são desenhados invariavelmente em posição quadrúpede, verde-acinzentado se coloridos, munidos de grandes es-

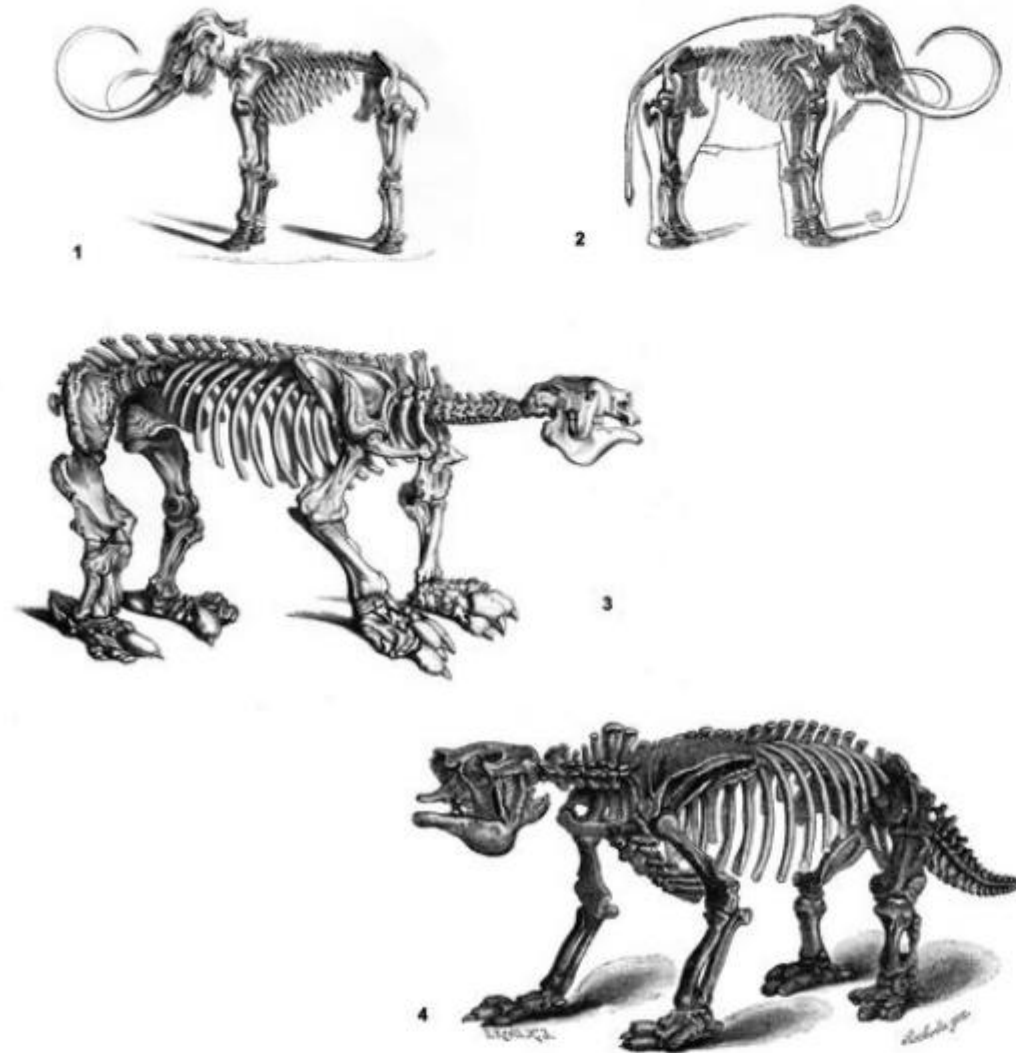



Figura 28.7 (1) Reconstrução gráfica do esqueleto de um mamute-lanoso (*Mammuthus primigenius*; referido em Piquet, como *Elephas primigenius*; *In:* F. J. Piquet (1853-57) – *Traité de Paléontologie ou Histoire Naturelle des Animaux Fossiles*, Librarie J.-B- Baillière *et* Fills. Paris, Biblioteca do Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra (Portugal); imagoteca particular de F. Correia), encontrado em 1799, em solos siberianos e exposto no Museu de S. Petersbourg. (2) Anos mais tarde, F. Bernard utiliza uma cópia do mesmo desenho para ilustrar a sua obra sobre Paleontologia (*In:* Félix Bernard,1895. *Éléments de Paléontologie*. Librarie J.-B- Baillière *et* Fills. Biblioteca do Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra (Portugal); imagoteca particular de F. Correia); o ilustrador em causa limitou-se a copiar integralmente a ilustração preexistente (até ao pormenor da sombra), socorrendo-se de uma simples inversão e de uma singela linha de contorno para delimitar a silhueta e assim tentar diferenciar das preexistentes – prática esta comum ainda no século XIX (principalmente quando os exemplares fósseis não eram acessíveis ao ilustrador), mas que implicava o perpetuar contínuo de erros de interpretação, científicos e/ou gráficos. (3) Reprodução parcial da prancha litográfica com reproduções de *Megatherium* – espécie de preguiças-gigantes extintas. *In*: F. J. Piquet (1853-57) *Traité de Paléontologie ou Histoire Naturelle des Animaux Fossiles*, Librarie J.-B-Baillière *et* Fills. Paris, Biblioteca do Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra (Portugal); imagoteca particular de F. Correia.

A ilustração do preguiça-gigante publicada em Piquet, é em abono da verdade, uma cópia integral, ligeiramente retocada e melhorada no traço, da ilustração original publicada por Carl Hartmann, em1843 (*Grundzüge der Geologie; Verlagsbuchhandlung von J.J. Weber, Leipzig*), quando descreveu, pela primeira vez, este gênero para a Ciência. (4) *Megatherium cuvieri. In*: Félix Bernard ,1895. *Éléments de Paléontologie*. Librarie J.-B- Baillière *et* Fills. Biblioteca do Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra (Portugal); imagoteca particular de F. Correia.

Após H. Credner ter descrito a espécie (*M. cuvieri*; na 7ª edição do livro *Elemente der Geologie*, 1891. Verlag von Wilhelm Engelmann, Leipzig), houve o cuidado de complementar as ilustrações com os elementos ósseos que faltavam nos primeiros ensaios gráficos (veja-se a título de exemplo, o externo e as vértebras caudais), mas estas novas ilustrações pouco diferem, ainda, em relação às primeiras.

camas, com espinhos ou placas triangulares no dorso e ao longo da coluna vertebral, cauda e por vezes o abdômen a rastejar, momentaneamente ameaçador ou indolente (em pose típica de lagarto) e, muitas vezes, vistos de traseira (uma solução prática para esconder a ausência de informação credível, ou mesmo a inexistência de peças tão importantes como o crânio). Se nestas ilustrações arcaicas e primevas (figura 28.8) abundam a especulação e a criatividade artística na reconstrução destes seres "antediluvianos"(como nas 25 pranchas xilográficas de cenários de vários períodos geológicos criadas pelo famoso e prolífico Édouard Riou e que ilustraram o livro do naturalista Louis Figuier: *La terre avant le déluge*, 1863), o certo é que as ilustrações paleomamalógicas (mamíferos extintos) aguentam melhor o peso do tempo e das novas descobertas (envelhecem a um ritmo menor), que as ilustrações sobre os grandes e fantásticos répteis gigantescos – os "lagartos terríveis" ou dinossauros (termo criado, a meados dos século XIX, pelo médico Richard Owen – famoso também por ter dado um banquete a 20 personalidades no interior de uma escultura inacabada de *Iguanodon*, esculpida como uma iguana descomunal por Benjamin Waterhouse Hawkins, para a célebre Exposição do Palácio de Cristal de Londres, em 1853-1854). Mas se nestas reconstituições (desenhadas ou escultóricas) a acuidade científica é extremamente volúvel e frágil, face às constantes atualizações interpretativas em prol de novas descobertas – e que resultam numa expressão do mais puro estilo *naïf* (arte produzida por artistas sem preparação acadêmica nessas artes paleontológicas) – nas ilustrações à escala das peças fossilizadas (ossos, plantas, invertebrados), observa-se um rigor e perfeição que irrepreensivelmente se mantêm atuais (figura 28.9). Por outro lado, e para além das xilogravuras, muitas delas foram também executadas em litografia – uma técnica de impressão de gravuras, planográfica e em série, que adiciona a textura da matriz da pedra calcária às linhas de contorno do desenho e assim acrescenta uma mais valia preciosa, ao reproduzir com particular rigor também a textura pétrea da superfície do próprio fóssil.

O segundo ponto de viragem – que marca o abandonar do período da "pré-história" da ilustração paleontológica – ocorreu no início do século XX (1920's), período onde apesar de subsistir a ideia de que os dinossauros eram animais com todas as características reptilianas modernas, mostra que os paleoartistas de vertebrados fósseis começam a realizar pequenos reajustes artísticos, ao ter a preocupação de incorporar nas representações gráficas conhecimentos sobre a anatomia, biologia ou ecologia. Nessa época, o artista mais reconhecido e prolífico (800 ilustrações, 150 pinturas a óleo e muitas esculturas) e que mais influenciou gerações vindouras de ilustradores (e também realizadores de cinema, onde se destaca a primeira de 18 versões de Godzilla – Godzilla, *King of the Monsters*, em 1954), foi Charles R. Knight (1874-1953), pintando magníficos murais de confrontos, algumas das quais avançavam com dinâmicas e arrojadas hipóteses de pose, movimento e interação interespécies que só seriam consensualmente aceites, pelo universo de estudiosos em Paleontologia, no estádio de compreensão seguinte. O sucesso e a precocidade paleoartística de Knight, face aos seus pares contemporâneos, deveram-se essencialmente à sua larga devoção em desenhar a anatomia dos vertebrados modernos, com base no desenho à vista do próprio espécime (fossem eles animais domésticos numa quinta, animais selvagens mantidos em jardins zoológicos, ou animais conservados por taxidermia, nos museus). Assim, ao desenho ditado (como, p. ex. aconteceu no primeiro desenho que Knight fez, em 1894, para o paleontólogo Jacob Wortman, sobre o extinto ungulado *Elotherium*) e ao ter contato direto com o esqueleto fóssil, ele soube associar e incorporar também os seus próprios conhecimentos pré-adquiridos de anatomia funcional e comparativa (de grupos filogeneticamente similares e com os quais já estava familiarizado – como foram os artiodáctilos modernos, para o caso do *Elotherium*). O resultado final fez a diferença, representando um salto qualitativo ímpar e monumental e marcando a fronteira para um novo estádio de compreensão gráfico-científica – o paleoilustrador reúne simultaneamente e em si mesmo, as competências e valências gráficas (antes restritas ao artista) e científicas (restritas ao investigador). A metodologia básica de Knight ainda hoje é atual – reconstruir o volume do vertebrado de "dentro para fora", isto é, com base no estudo das características ósseas do fóssil, estabelecer correlações com espécies aparentadas (de modo a poder reconhecer as principais zonas de inserção das massas musculares) ou funcionalmente equivalentes (por estudo das articulações e determinação dos ângulos rotacionais que sustentassem poses naturais; ou então adaptações anatômicas singulares para determinado hábito de vida). Deste modo, foi-lhe possível configurar as suas reconstituições com poses (em simulação de movimento/locomoção), volumetrias, formas e aparências finais, que eram cientificamente credíveis e, ao mesmo tempo, resultavam absolutamente naturais, aos olhos dos entendidos e também do público em geral.

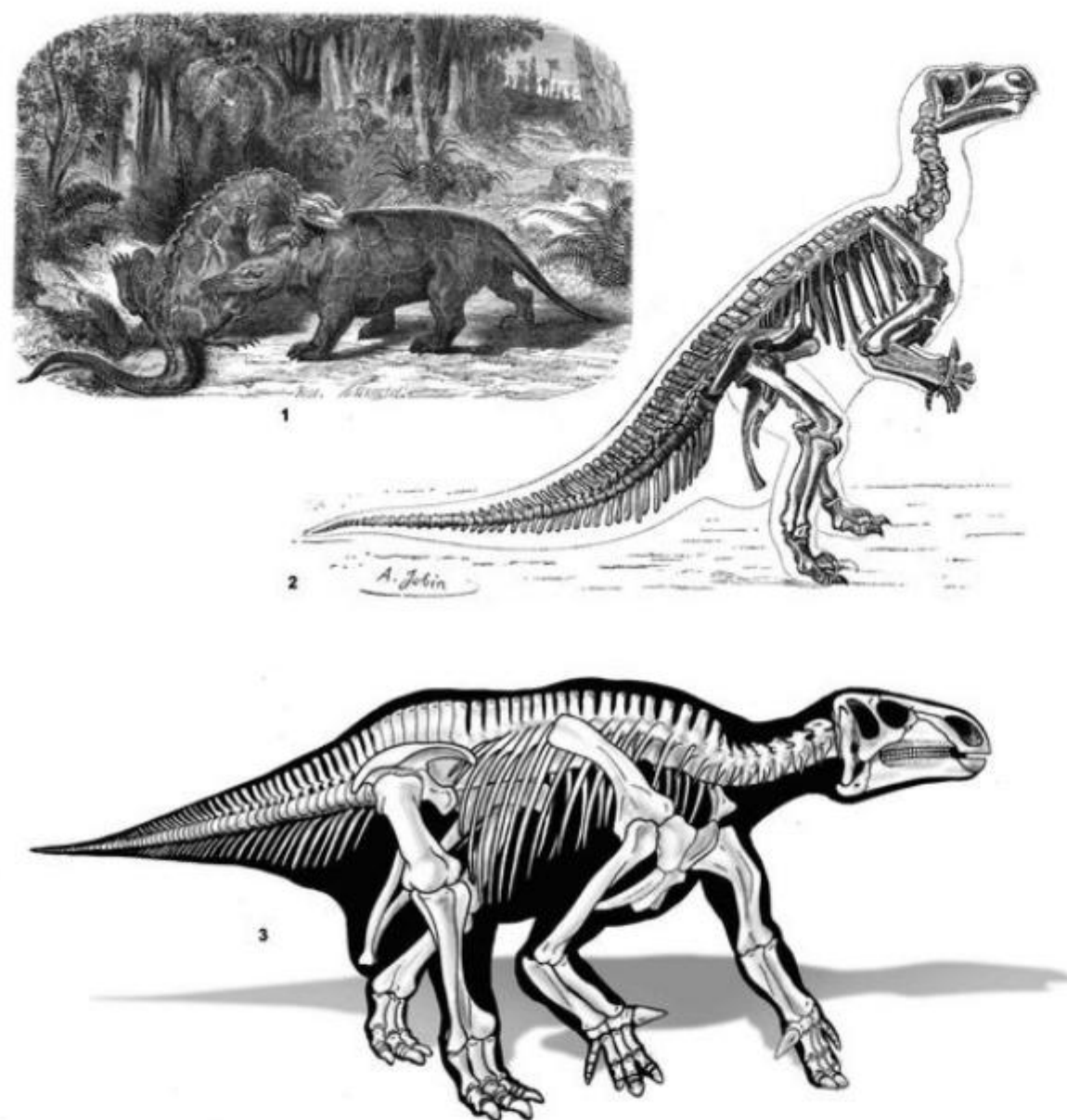



Figura 28.8 A ilustração que caracteriza determinada espécie é o resultado da interpretação dos achados fósseis pelo investigador, da técnica e experiência do ilustrador e do estado do conhecimento científico da época em causa. Assim, estas interpretações espelham cronologicamente a evolução de uma determinada espécie no seio da Paleontologia. (1) Riou foi um dos ilustradores que ousou dar a sua interpretação pessoal sobre dois dos mais famosos dinossauros por então conhecidos – o *Iguanodon* e o *Megalossaurus*. Enfermando de vários erros, a ilustração mostra o *Iguanodon* (herbívoro), dotado do famoso e imaginário corno nasal (que durante algum tempo o caracterizou), em posição de dominância sobre o carnívoro *Megalossaurus* (aqui desenhado em pose de um mamífero, de tipologia semelhante a um felídeo). Se bem que assumindo um caracterização reptiliana para o *Iguanodon* (típica dos pequenos lagartos), o artista assumiu uma pose quadrúpede – de acordo com a corrente científica em voga. Imagem: *In:* Louis Figuier, 1866. *La terre avant le Déluge*. Librairie Jde L. Hachette *et* C.ie; imagoteca particular de F. Correia. (2) Posteriormente e durante algum tempo, imperou depois a tese de que o *Iguanodon* teria sido essencialmente bípede. Contudo era quase invariavelmente representado com a cauda arrastando pelo solo e funcionando assim como um tripé de apoio, capaz de sustentar o peso do animal quando este se erguiria para alcançar a folhagem das árvores mais altas. Imagem: *In:* Félix Bernard ,1895. *Éléments de Paléontologie*. Librarie J.-B- Baillière *et* Fills, Biblioteca do Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra (Portugal); imagoteca particular de F. Correia. (3) *Iguanodon bernissartensis*. Reconstrução esquelética de acordo com a posição quadrúpede hoje estabelecida e aceite para este herbívoro. © Mário Estevens & F. Correia.

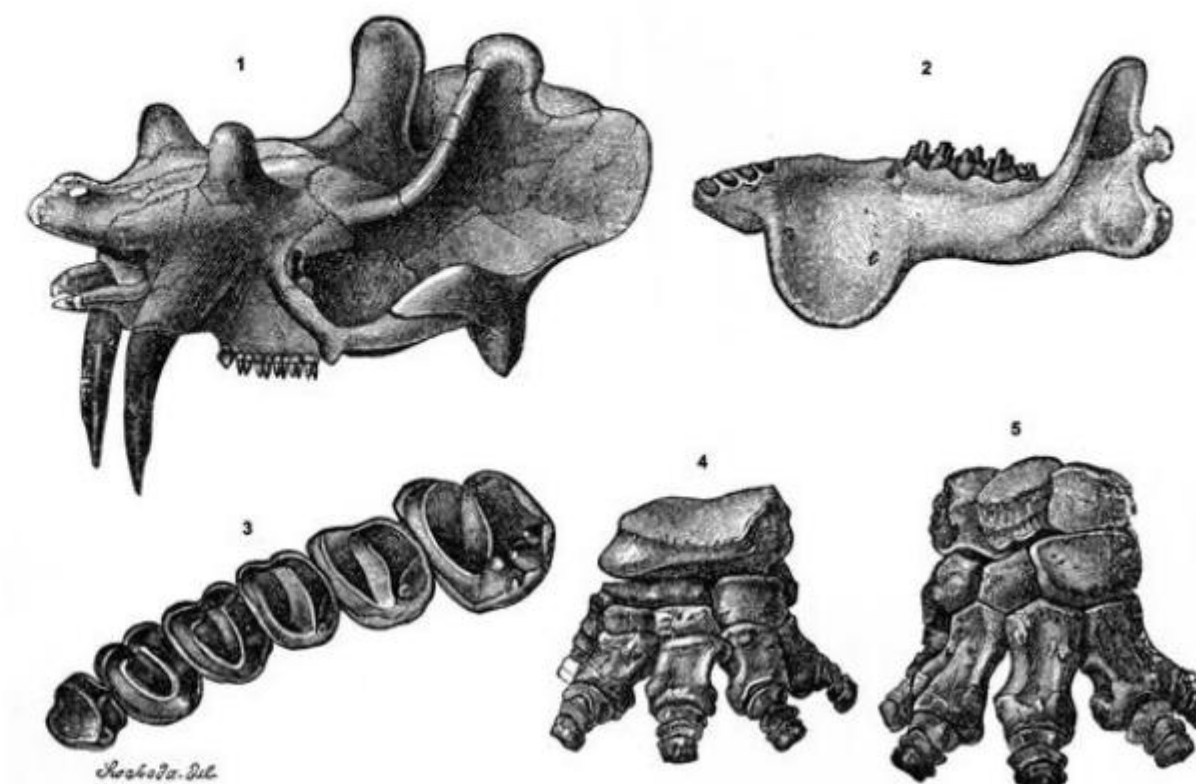



Figura 28.9 *Uintatherium anceps. In:* Félix Bernard,1895. *Éléments de Paléontologie*. Librarie J.-B- Baillière *et* Fills, Biblioteca do Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra (Portugal); imagoteca particular de F. Correia.

O Uintatério era um mamífero terrestre, herbívoro, semelhante aos rinocerontes e que viveu entre os 50-40 Ma, no Eoceno. Descrito por Othniel Charles Marsh como *Dinoceras mirabile*, em 1872, constituiu um dos fósseis-chave na animada "Guerra dos Ossos" tida com o rival Edward Drinker Cope. Alheias a estas disputas acadêmicas, as ilustrações realizadas por então para as peças fósseis do crânio (1), mandíbula inferior (2), dentes molares (3) e extremidades das patas (posterior e anterior, direitas; 4 e 5), desenhadas por Swoboda, sobrevivem até o presente com a mesma atualidade, excelência e pertinência científica.

O terceiro entendimento, que permitiu nova evolução e subsiste na atualidade, surgiu por volta das décadas de 40-60 do século XX (também na América) e teve como base três premissas circunstanciais e temporalmente coincidentes. A primeira, foi o início da divulgação generalizada dos achados paleontológicos e sua "massificação", ensaiando as primeiras incursões nas políticas de *marketing* científico, isto é, os conhecimentos e achados saíram da clausura dos gabinetes de investigação e museológicos e foram disseminados popularmente por entre os cidadãos e em várias frentes de "ataque" concertados e cumulativos – quer através de uma profusão de jornais, revistas e livros de divulgação generalista (todos eles ilustrados), quer através de novas políticas expositivas museológicas (com chamativas exibições de esqueletos completos, em poses dinâmicas e alicerçadas, sempre que possível, por exuberantes esculturas e/ou murais de reconstituições desses animais *in vivo* (figura 28.10a-b), inseridos nos hábitats típicos desses períodos – os precursores dos modernos dioramas paleontológicos). A percepção desta realidade pelo paleontólogo americano Henry Fairfield Osborn – ele mesmo liderou várias expedições científicas em pleno período febril da caça aos fósseis, tendo descoberto e descrito várias espécies de dinossauros emblemáticas (*Tyrannosaurus rex* e *Velociraptor*) – catapultou o *American Museum of Natural History* (New York, EUA) para uma nova realidade. Para tal, Osborn socorreu-se do excelso trabalho desenvolvido por Knight, bem como por paleontólogos, conservadores

museológicos, exploradores e caçadores de fósseis (como Roy Chapman Andrews, que descobriu o primeiro ovo de dinossauro – de *Protoceratops*, no Deserto de Gobi, Mongólia – e que atualmente dizem ter servido de "molde" inspirador à criação do famoso personagem cinematográfico, o Prof. Indiana Jones, por Steven Spielberg e George Lucas). Osborn, ao liderar esta equipe multidisciplinar, foi capaz de criar a necessária aura do "espetáculo científico", capaz de aglutinar multidões de uma sociedade urbana (cada vez mais ávida de mistérios e novas e fantásticas descobertas) e projetando a Paleontologia e o seu necessário suporte gráfico (ilustração e pintura) para as fronteiras da "fama" e da "moda" (figura 28.11). A segunda premissa, catalisada pela primeira, resulta das competitivas "corridas aos fósseis" americanas, verdadeiras caças aos fósseis pela América do Norte e Ásia, e que aportaram aos Museus de História Natural todo um espólio paleontológico que cresceu exponencialmente em poucos anos – constituindo futuro material de estudo e capacitando a Paleontologia com um novo fôlego e fundamentação (permitindo descobrir e relacionar novas espécies, com as preexistentes; complementar lacunas anatômicas; encetar estudos de paleobiogeografia, com base nas mesmas espécies descobertas em massas continentais agora afastadas entre si, ...). A terceira e última premissa (impulsionada pelas duas primeiras) centra-se nas descobertas de terópodes com enormes semelhanças osteoanatômicas com os esqueletos das atuais aves, por volta da década de 1960; os dinossauros passaram assim a ser vistos, pela primeira vez, como animais ativos (de sangue quente), muito ágeis, interativos, alguns com comportamentos sociais demarcados e complexos. Essas décadas e subsequentes, com o período florescente e áureo dos dinossauros – enquanto seres fantásticos e agora "populares" – demarcam um verdadeiro "Renascimento" paleontológico e, por arrastamento, da Ilustração Paleontológica. Esta disciplina ganha assim um novo alento, não elitista, e assume o seu caráter moderno e atual (de correlação e integração multidisciplinar), científico e também popular (duas vertentes que demonstraram assim poder coexistir e só terem a ganhar uma com a outra, num processo de retroalimentação positiva).

Contemporâneo de Knight, mas no continente europeu (Holanda), surge Gerhard Heilmann (1859-1940), um naturalista que se tornou um verdadeiro especialista no grupo das aves – a obra "A origem das aves" (1926-1927) trouxe-lhe o natural reconhecimento científico e mundial. Ao longo da sua vida, foi ainda responsável por criar e desenhar várias reconstituições, quer esqueléticas, quer *in vivo*. Baseando-se no comportamento arisco e ativo das aves, transportou estas características para os animais protoavianos (proaves), desenhando vários dinossauros em postura bípede e quase sempre em movimento de corrida (*Iguanodon*, 1916; *Compsognathus*, 1926). Este marcante aspecto de entendimento aproximou o seu trabalho gráfico do de Knight, diferenciando-o contudo de outro grande paleoartista americano, Zallinger (que representava os seus dinossauros bípedes com ambas as patas assentes no solo).

Se Knight ficou conhecido pelo dinamismo e credibilidade científico-naturalista que insuflou à ilustração paleontológica, Rudolph Franz Zallinger (1919-1995) trouxe um novo entendimento sobre o que pode ser um mural cronológico (ou panorama temporal), ao pintar o mural *Age of Reptiles* (*Yale Peabody Museum, Connecticut*, EUA) (figura 28.12), não como uma cena isolada no tempo, mas como um *continnum* temporal (desde o Paleozoico tardio, no Carbonífero e a 350 Ma, até ao Cretácico, da era Mesozoica e a 65 Ma atrás, dominado pelos dinossauros). Além de ter criado a maior pintura mural do mundo (33,5 metros de comprimento, representando mais de três anos de trabalho contínuo e terminado em 1947), esta obra encerra em si o conceito de imagem compósita integracional, com cada período geológico integrado em setores indelevelmente separados em modo figurado (por árvores estrategicamente) integradas no cenário, e em que a extensão do comprimento da banda correspondente a cada período é proporcional ao período geológico em causa (relativamente ao todo abarcado). Alvo de inúmeras críticas e discussões posteriores, atualmente vista como uma obra de Paleontologia caduca – principalmente pelos estudiosos de 1980 (pela falta de dinamismo e indolência patente, resultante dos conhecimentos que por então imperavam no universo científico e lhe foram impostos; pelos reconhecidos erros anatômicos, resultantes do reduzido conhecimento em anatomia de dinossauros do artista – o que levou a um curso intensivo de seis meses em paleozoologia e paleobotânica, ministrados pelos curadores do Museu; pela inversão da leitura cronológica, em que os tempos mais recentes estão à esquerda – ao contrário da convenção de leitura ocidental europeia, lendo-se do mais antigo para o mais recente – resultantes das condicionantes do percurso expositivo do Museu, em que a porta de acesso abria à direita e, por isso, foi-lhe imposto que o mural deveria começar à direita, em direção à esquerda), esta obra assume ainda um maior significado por ter chamado a si inúmeros e consagrados prêmios como o *Pullitzer Fellowship in Art* (1949) ou a medalha *Addison Emery Verrill* (1980). Zallinger demonstrou assim que a arte paleontológica também se pode promover, extravasando o primeiro objetivo (ilustrar para informar com verdade e rigor) e abraçando o conceito de arte premiada e reconhecida.

1

2

3

Figura 28.10a *Horned and Carnivorous Dinosaurs* (1930), faz parte dos 28 murais (dos quais ainda estão em exposição 23!) que o artista pintou para a nova sala dos fósseis do Field Museum, a partir de 1926. O confronto mesozoico entre um *Triceratops* (esq.) e o *Tyrannosaurus* (dir.) é um dos quadros-murais mais famosos do artista e que mais influenciou gerações seguintes. Neste, o artista, audazmente, atreveu-se a pintar o *Tyrannosaurus* numa posição bípede, de cauda não assente no solo (contrariando a corrente científica de então sobre a funcionalidade das caudas). (1) Esboço preliminar a carvão. © Rhoda Knight Kalt. *All rights reserved.* (2) Pintura a óleo. © The Field Museum, #CK9T; Chicago, USA. *All rights reserved.* Knight, para além das suas inúmeras pinturas a óleo, criou ainda muitos outros desenhos à pena (aparo e nanquim), que ilustraram várias publicações da época. (3) Confronto de *Tyrannosaurus rex.*

(*Continua*)

4

5

6

7

(*Continuação*)

Figura 28.10b (4) Manadas de *Apatosaurus* (*Brontosaurus*) no seu hábitat. © Rhoda Knight Kalt. All rights reserved. (5) Ataque de um *Allosaurus* a um *Apatosaurus*. (6) Floresta do Devônico (*ca* 1926-1930), Paleozoico (320 Ma). Knight pintou a óleo este mural, tendo por base os vários fósseis da coleção museológica e embora a maneira como atualmente são interpretados pelos investigadores de hoje seja diferente da visão do artista, a maior parte das espécies ainda se mantém atual e pode ser identificada. © Field Museum #CK49T; Chicago, USA. *All rights reserved.* (7) *Apatosaurus* (*Brontosaurus*; *ca* 1926-1930), fim do Jurássico. Quando Knight pintou a óleo este mural, ainda não tinha sido encontrado o crânio deste saurópode, pelo que, para o reconstruir *in vivo*, serviu-se do crânio de outro saurópode similar – o *Camarosaurus*. Além disso, representou-o em ambiente pantanoso, de acordo com o pensamento científico da época (a viabilidade deste ser, devido ao peso, só era possível se suportado por água), embora hoje o registro das rochas onde fossilizou indique que, por contrário, habitava ambientes mais secos. © Field Museum #CK5T; Chicago, USA. *All rights reserved.*

Figura 28.11 As mostras de fósseis organizadas para serem exibidas ao público, foram um dos grandes atrativos do século XIX e preencheram as páginas de vários jornais e inclusive livros, um pouco por todo o mundo. Riou registrou para a posteridade uma destas exposições, sobre os mamíferos comuns do Neolítico (mamutes), realizada no Museu de S. Petersbourg – por então o fervilhante núcleo científico, intelectual e político da Rússia. Imagem: *In:* Louis Figuier,1866. *La terre avant le Déluge.* Librairie de L. Hachette *et* C.ie., Biblioteca do Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra (Portugal); imagoteca particular de F. Correia.

mural
idade dos répteis

mural
idade dos mamíferos

Figura 28.12 *The Age of Reptiles*, um mural de Rudolph F. Zallinger. Copyright © 1966, 1975, 1985, 1989, Peabody Museum of Natural History, Yale University, New Haven, Connecticut, USA; www.peabody.yale.edu. *All rights reserved*. The Age of Mammals, um mural de Rudolph F. Zallinger. © 1966, 1975, 1989, 1991, 2000 Peabody Museum of Natural History, Yale University, New Haven, Connecticut, USA; www.peabody.yale.edu. All rights reserved.

O mural da Idade dos Répteis (1943-1947) é uma pintura criada numa única peça (uma parede) e que retrata, num *continuum* temporal panorâmico (33,5 x 4,9 m), desde os primeiros répteis do Paleozoico (*ca* 360 Ma) até os grandes dinossauros do Mesozoico, que se extinguiram no final do Cretácico (65 Ma). Esta imagem foi construída de modo a mostrar, de maneira mais natural possível, cerca de 70 espécies extintas diferentes, das quais 34 são plantas (um grupo geralmente com fraca expressão representativa entre os ilustradores paleontológicos). Embora seja uma obra com reconhecidas falhas científicas no que toca aos vertebrados – obviamente à luz dos conhecimentos atuais – é um marco da história da ilustração paleontológica, seja pelo rigor, pormenor e minúcia da pintura dos seres vivos (essencialmente das plantas de primeiro plano, pintadas folha a folha, para dar a ideia luxuriante de vegetação tropical), seja pelo contexto integracionista e evolutivo-temporal, seja ainda pela técnica de pintura escolhida por Zallinger para executar o trabalho. Sendo claramente um obra com um toque de revivalismo típico dos primórdios renascentistas – o *frescco secco* – Zallinger, não só seguiu a corrente da escola de arte de Yale, como procurou a técnica que melhor lhe garantia a perpetuidade da sua obra, em prol das gerações vindouras (e, ao mesmo tempo, menores custos de manutenção futura para o próprio Museu, fundado por O. C. Marsh).

A Idade dos Mamíferos (1959-1967) é outra extraordinária pintura mural (18,3 x 1,7 m) que cria uma janela temporal (repetindo a fórmula ensaiada para a Idade dos Répteis), essencialmente sobre o Cenozoico norte-americano e incidindo sobre o florescer de dois novos grupo dominantes – as plantas angiospérmicas e os mamíferos. Tal como o anterior mural, esta obra dominava sobre uma sala onde eram exibidos os esqueletos dos fósseis – permitindo ao visitante ficar com uma ideia de como teriam sido aqueles seres em vida.

Com um rigor científico-anatômico que ainda hoje consegue sobreviver melhor aos novos avanços científicos que o anterior mural, Zallinger continuou a optar pela técnica do *fresco secco*. Criando os seus ensaios gráficos em papel, na técnica da têmpera (pigmentos "temperados" ou dissolvidos com um fixador/estabilizador – clara-do-ovo ou caseína, uma proteína do leite utilizada para produzir adesivos; são muito resistentes ao tempo e não desvirtuam as cores), estes eram depois transferidos a carvão para a parede, através do método da quadrícula proporcional. Estes traços eram posteriormente retocados/reafirmados com pigmentos terra de Siena queimada (castanhos até cor de carne) e negro, diretamente sobre o estuque seco (diluídos em solução de caseína a 5%), antes de serem depois recoloridos por cima com outros pigmentos minerais capazes de gerar toda a luz e vida com que Zallinger dotou estes cenários épicos.

Temporalmente a par com Zallinger, mas na Europa, sobressai o prolífico e reconhecido trabalho do paleoartista checo Zdenìk Michael Frantiek Burian (1905-1981), com mais de 500 pinturas de períodos pré-históricos e destacando-se também por fazer várias incursões no domínio da paleoantropologia (desde os primeiros hominídeos até o Homem Moderno). Pintando quase sempre a óleo (mesmo as pinturas monotonais, a preto e branco), Zdenìk criou belas e dinâmicas integrações entre os seres retratados e o meio ambiente. Com uma prévia e vasta experiência em desenho naturalista contemporâneo (rivalizando com a de Knight no que toca a desenho de animais contemporâneos, paisagens e superando-o no desenho de nativos de várias partes do mundo; estima-se que realizou um surpreendente total de 15 000 obras desenhadas/pintadas), serviu-se desta para dar vida e realística credibilidade à sua obra. Ainda hoje, por todo o seu legado cultural e técnico e apesar dos seus dinossauros acusarem o peso do tempo (ao contrário do seus mamíferos da Idade do Gelo, ou os seus hominídeos, que ainda mantêm quase incólume a mesma pertinência científica), é considerado o maior paleoartista europeu.

Desde a década de 50, século XX, têm surgido vários paleoilustradores cujo trabalho assume caráter de relevância e excelência – como Jay H. Matternes – ou, mais recentemente, John Sibbick, Raúl Martin ou Maurício Antón. Contudo, todos eles fazem uso da mesma metodologia que remonta a tempos de Cuvier ou Knight, seja utilizando ferramentas de expressão plástica mais clássicas (pintura ou risco), ou digitais (2D ou 3D), ou mistas. Por outro lado, consequência dos tempos que dão por certo o paradigma da "aldeia global", criado por Marshall McLuan (um mundo sem barreiras, de acesso instantâneo e multidirecional), os meios de comunicação atuais acarretam um enorme fluxo e atualização de informação, bem como a necessidade de se evidenciar uma correlação multidisciplinar da mesma – o que obrigatoriamente conduz a tendência atual para o paleoartista enveredar por uma especialização em particular, sendo a paleomamalogia, a paleoantropologia e os dinossauros e a paleoavifauna, aqueles campos de ilustração que reúnem mais adeptos.

Seja como for, toda esta progressão no entendimento do objeto de estudo paleontológico mostra o quão importante é, a *priori*, a compreensão da objetividade relativa de uma ilustração paleontológica. De fato, não só se deve ter em consideração que esta é uma ciência que vive num estado de rápida evolução (em menos de 150 anos passou por três períodos distintos), mas também que este gênero de ilustração é o resultado do somatório não só dos conhecimentos técnicos e científicos do ilustrador, como também das hipóteses ou teses de interpretação dos achados defendidos pelos investigadores que propuserem o projeto. Ora essa interpretação pode entrar em contradição, mais ou menos polêmica, com teses outrora defendidas ou mesmo com as erigidas por outras equipas de investigação simultaneamente a desenvolver trabalho na mesma área. Contudo, tal não significa que a ilustração esteja fadada à incorreção científica, mesmo antes de ser concretizada – pelo menos até prova concludente em contrário. Por isso, o ilustrador de paleontologia deve estar ciente que a subjetividade, mesmo que minimizada, é um fator adquirido por defeito. A intervenção em ilustração paleontológica é assim subdividida em dois domínios gráficos principais – o da representação do objeto fóssil em si, à escala (sempre atual se executado com rigor, perícia e dentro das normas vigentes) e o da representação *in vivo*, que não passa de uma interpretação do ilustrador sobre a interpretação de um paleontólogo e, por conseguinte, sempre sujeita à retificação científica.

Em termos técnicos, a ilustração paleontológica faz uso das mesmas técnicas que são usadas para outros campos da ciência. Assim, tanto pode expressar-se na simplicidade minimalista de um desenho em linha de contorno, como evoluir para uma ilustração em tonalização ainda descontínua, mas utilizando a técnica do traço paralelo e de espessura não uniforme, ou mesmo do ponteado (*stippling*). Estas técnicas monotonais (geralmente recorrendo ao negro e/ou gradações percentuais deste, por aplicação de trama mecânica que oticamente simulam tons de cinzento) são usualmente preferidas para as ilustrações que acompanham os artigos científicos publicados nas revistas da especialidade, essencialmente por implicarem baixos custos de edição, bem como permitirem as reproduções/policópias de várias gerações e baixo custo, sem perda significativa de qualidade. Em reconstruções mais complexas, a cor (em técnica clássica e/ou digital) ganha um papel de diferenciação fundamental em contraposição com o negro, sendo o meio de expressão gráfica de eleição para publicações destinadas ao grande público, para além do universo dos investigadores (atlas, colecionáveis ou revistas de grande divulgação; páginas de Internet; dioramas e murais museológicos, ...).

Recuar no tempo geológico e reconstituir na forma e textura os animais (invertebrados ou vertebrados), plantas e os grandes ecossistemas desse passado longínquo, revela-se um verdadeiro exercício de agilidade mental e perícia técnica para o ilustrador paleontológico (face à crônica escassez de dados fidedignos e pese embora as contínuas novas descobertas e/ou a estruturação de novos e mais precisos meios de análise que facilitem a interpretação dos achados à luz do conhecimento científico). Pelos meandros desta ciência cabe ao ilustrador suportar uma das tarefas mais complexas, mas também mais gratificantes. Complexa, porque tem de conceber imagens apelativas e proceder a reconstruções o mais realistas possíveis com base em conjuntos de dados e interpretações por vezes muito incompletos. Gratificante, porque a ilustração paleontológica permite um acentuado desenvolvimento da criatividade pessoal, essencialmente como forma de colmatar essas lacunas. Não são raras as vezes em que as dúvidas/soluções encontradas pelo ilustrador no decurso do seu estudo gráfico para poder concretizar em imagem determinada tese – em verdadeiro experimentalismo paleontológico – acrescentam novos dados, ou mesmo refinam, a teoria prévia do investigador, num processo de absoluta e desejável integração e sinergia.

Ilustrar Macrofósseis

Ilustrar peças fósseis é, por vezes, uma tarefa penosa, na medida em estes objetos embora tenham sido submetidos a processos de consolidação e conservação, isoladamente (isto é, retiradas do contexto pétreo de suporte) não deixam de ser peças frágeis e de grande valor científico (pela singularidade de serem únicas). Este deve ser o pretexto maior para que o ilustrador – que vai ter que as manusear – se muna dos maiores cuidados, planeando estrategicamente cada passo exaustivamente. Se possível, deve deixar essa tarefa à responsabilidade do investigador em causa (quem, por defeito, está mais treinado para o efeito), bem como deve evitar o seu transporte, mesmo que devidamente acondicionado, para fora do local onde está em depósito. Na realidade, o ilustrador deve procurar desenvolver todo o seu trabalho preliminar (incluindo primeiros esboços), ou de obtenção de referências (p. ex. através da fotografia, utilizando objetivas de 50 mm e afastando o objeto dos cantos do campo de visão) nas instalações onde o fóssil se encontra. Por outro lado, devem ser providenciadas todas as condições para que o trabalho do ilustrador seja executado minimizando as hipóteses de danos no espécime.

Plantas

Resguardados os cuidados de manuseamento, as ilustrações de peças fósseis de plantas e animais diferem na aproximação que se pode fazer, dependente dos processos de diagênese (fossilização) que a peça sofreu. Geralmente, nas plantas são conservados órgãos (folhas, caules, ...) ou tecidos (tecido lenhoso/madeira) e os fósseis mais vulgares são os de compressão/impressão (dissolução e formação de moldes e contramoldes, e mais raros os de substituição e carbonização – *lava tree mold*, ou ainda de permineralização). Esses fósseis são volumetricamente quase bidimensionais, o que facilita a recolha de material de referência (através de fotografia com escala, ou mesmo por decalque por ação de uma barra de grafite HB sobre papel vegetal 45 gm^2, colocada sobre o fóssil e sob supervisão do investigador). O ilustrador/investigador deve medir o espécime com o auxílio de um paquímetro dotado de escala de Vernier (ou nônio, que permite medições com precisão da ordem das décimas de milímetro) e contrapor essas medidas às referências e/ou ao desenho preliminar. Na posse destes dados gráficos e métricos, averiguada qual é a extremidade apical e qual a basal, discutidas as técnicas de expressão plástica a empregar (geralmente monotonal, em ponteado ou variações de linha sobre película de poliéster estirado; *drafting film* Draftex ou Vellum), o ilustrador deve ilustrar a peça seguindo a orientação ditada pelo eixo vertical da planta. Eventualmente e a pedido do investigador, o ilustrador poderá transcender ao próximo nível de representação (figura 28.13), encetando a reconstrução da planta na forma que mais se aproximaria à sua arquitetura em vida, criando clones de partes dos caules e tendo atenção à alternância de inserção foliar (figuras 28.14 a 28.18).

Figura 28.13 (A) Diagrama interpretativo da evolução das plantas ao longo dos vários períodos geológicos até à atualidade; arte digital. © F. Correia. (B) (1) *Renaultia chaerophylloides*, reconstituição de um feto fóssil; trinta-da-china sobre papel. © John Sibbick. (2) Hera fóssil; híbrido entre as folhas fossilizadas e a interpretação e reconstrução/recosntituição de como seriam in vivo; técnica mista: lápis de grafite em *coquille board* e arte-finalização em *software* de edição (Adobe Photoshop). © F. Correia. (C) Diagrama de interpretação de um fóssil extremamente raro – *Lava Tree Mold* (moldes lávicos de árvore); técnica mista: composição tronco em arte digital e vistas do fósseis em carvão sobre *coquille board*. © F. Correia. Estes fósseis só se formam em ambientes vulcânicos, quando correntes de lava extremamente fluídas invadem uma floresta e penetram nas fissuras e rachas dos troncos, ressequidos pelo calor que delas emana. Por ser fluída e solidificar muito rapidamente, preserva assim a estrutura interna dos troncos.

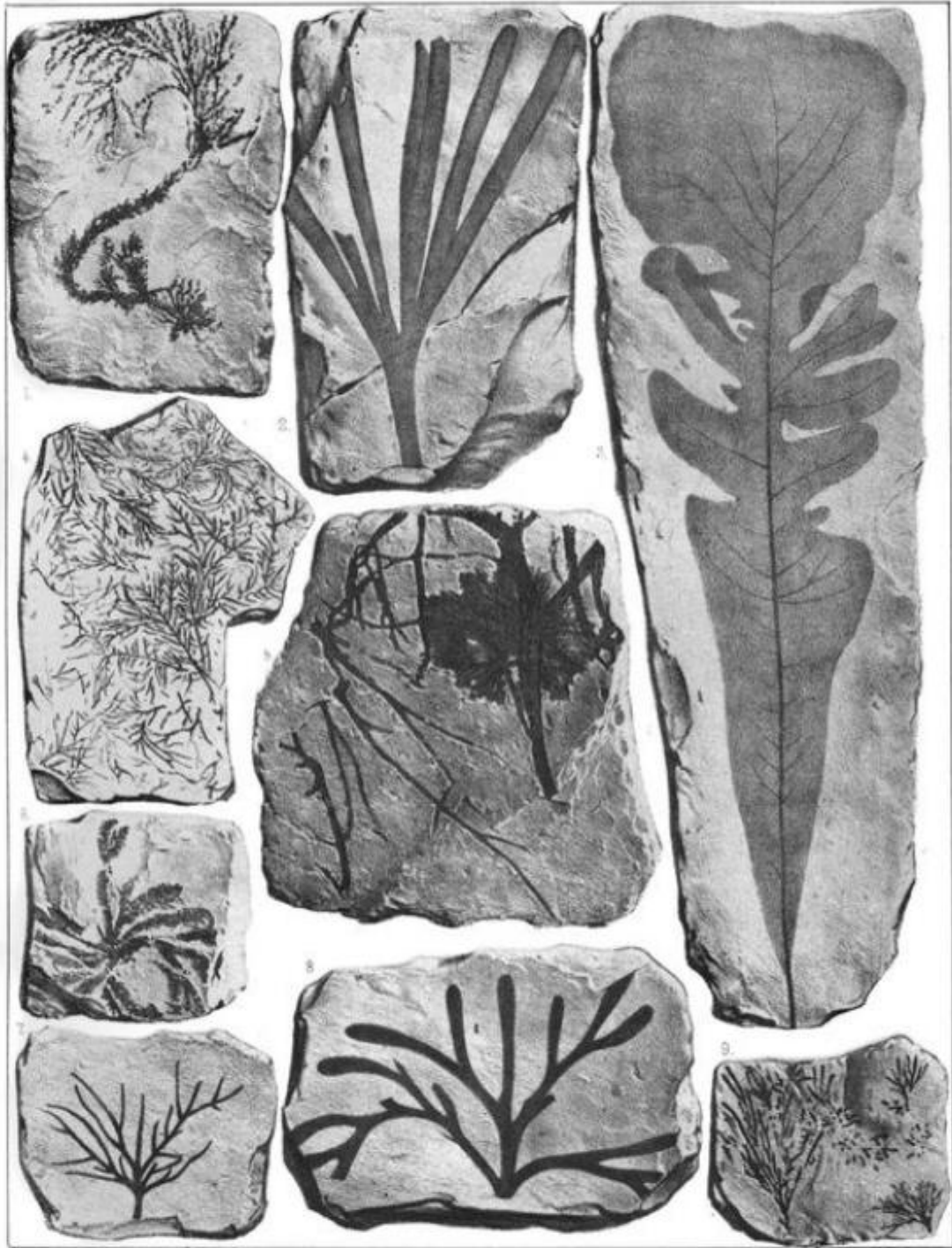



Figura 28.14 MACROALGAS Prancha litográfica com reproduções de diferentes tipos de peças fósseis e onde foram identificadas várias macroalgas fósseis. *In:* W. Ph. Schimper ,1874. *Traité de Paléontologie Végétale*. Librarie J.-B- Baillière *et* Fills, Biblioteca do Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra (Portugal); imagoteca particular de F. Correia.

A sua ilustração poucas vezes ousa ir para além deste gênero de representação (impressão na matriz pétrea) e onde as interpretações se resumem a pouco mais que reconstruções da peça fossilizada. Embora estes fósseis sejam bastante raros (por ausência de material lenhificado e por possuírem um corpo com uma grande percentagem de água), conseguem ainda assim ser mais frequentes que os fósseis de fungos.

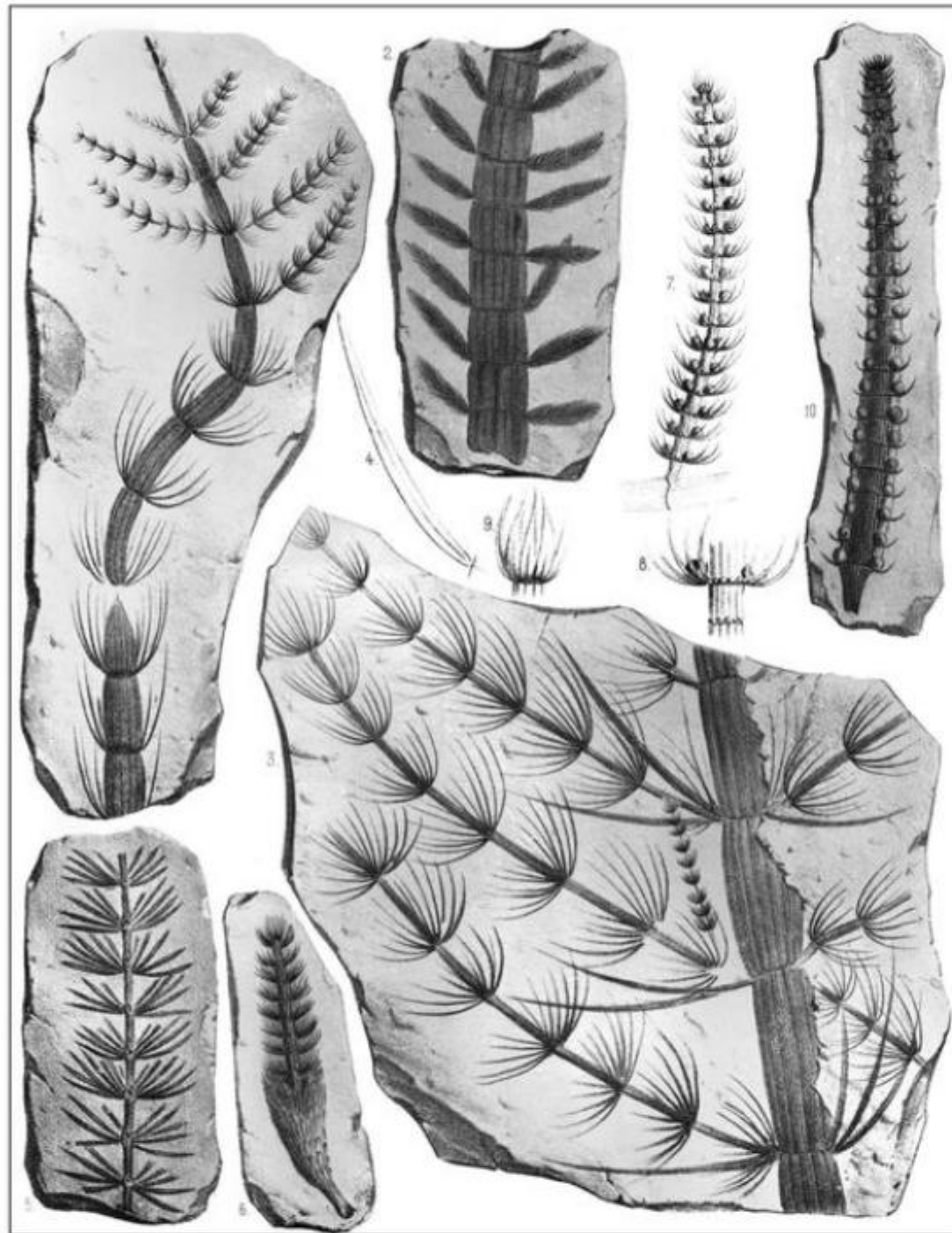



Figura 28.15 CALAMITÁCEAS Prancha litográfica, com reproduções e reconstituições de peças fósseis de calamitáceas (*Calamocladus equisetiformis*, 1, 2, 3; *Annularia longifolia*, restantes). *In:* W. Ph. Schimper ,1874. *Traité de Paléontologie Végétale*. Librarie J.-B- Baillière *et* Fills. Biblioteca do Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra (Portugal); imagoteca particular de F. Correia.

Estas formam um grupo extinto de plantas vasculares sem flores e sem sementes (reproduzindo-se por esporos), filogeneticamente aparentada com as equisetáceas modernas. Com um hábito arborescente (podendo atingir 30 metros de altura), próprias de áreas pantanosas, foram uma das componentes dominantes e mais importantes da flora do Carbonífero. A nitidez de alguns destes achados permite ensaiar algumas reconstruções dos seus ramos (7).

Figura 28.16 PTERIDÓFITAS (1) Prancha litográfica de fósseis de pteridófitas da flora fóssil portuguesa, da autoria do luso Barros (desenho à escala a partir do objeto e também o próprio desenho litográfico invertido). *In:* Bernardino A. Gomes, 1865. Flora Fóssil do Terreno Carbonífero das Visinhanças do Porto, Serra do Bussaco, e Moinho D'Ordem próximo de Alcacer do Sal, Typographia Portugueza, Lisboa. Biblioteca do Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra (Portugal); imagoteca particular de F. Correia.

É exibida a reconstituição de um pormenor do trofófilo (folha com funções meramente vegetativas; 2b) destas traqueófitas (primeiras plantas ao cimo da Terra).

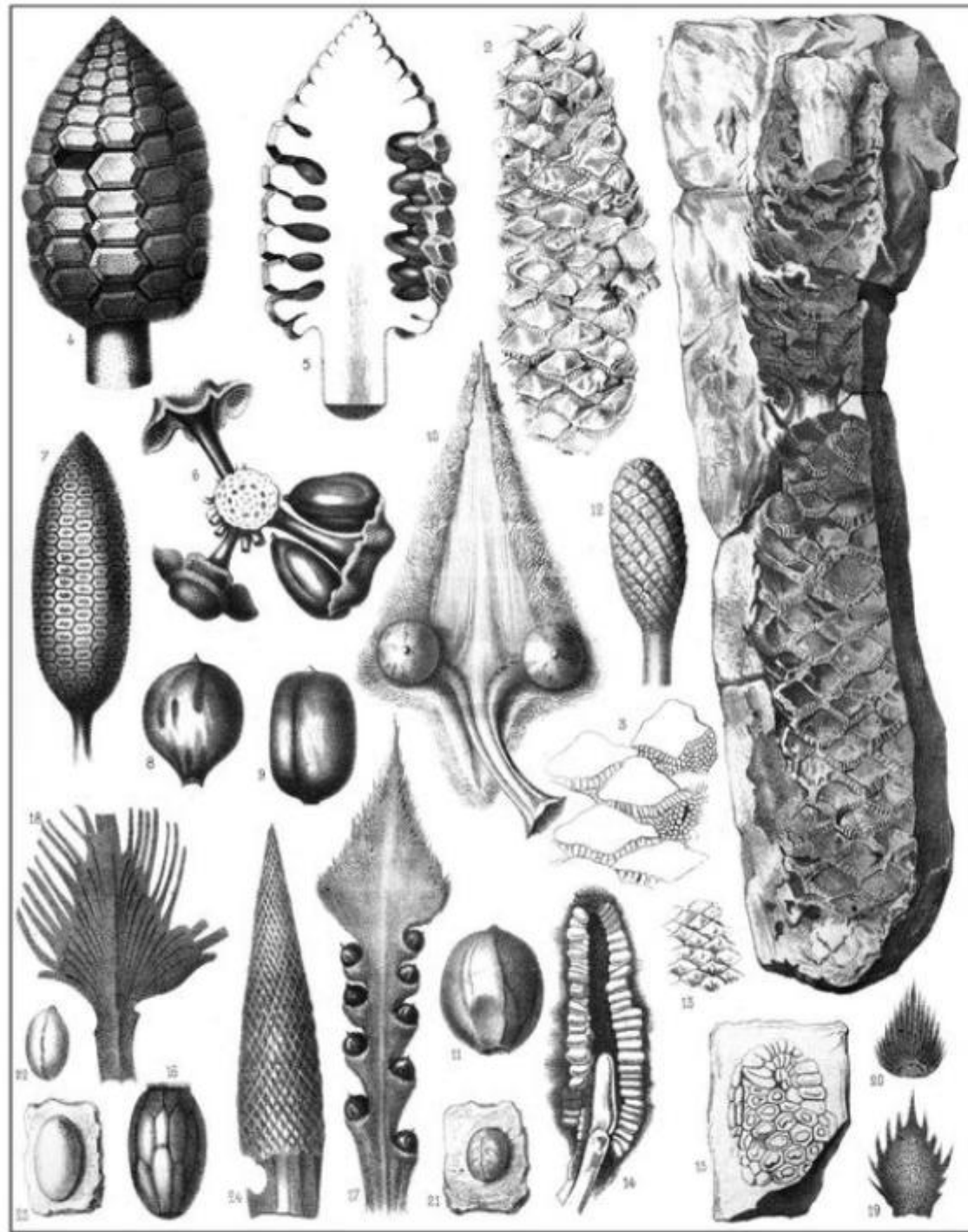



Figura 28.17 CICADÁCEAS Prancha litográfica, com reproduções de diferentes tipos de cones (ou pinhas; masculinos e/ou femininos) observados em várias peças de cicadáceas fósseis (diferentes das cicadáceas contemporâneas) e com alguns ensaios gráficos de cortes longitudinais interpretativos. *In:* W. Ph. Schimper, 1874. *Traité de Paléontologie Végétale*. Librarie J.-B- Baillière *et* Fills. Paris. Biblioteca do Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra (Portugal); imagoteca particular de F. Correia.

Com um hábito que se assemelha ao das palmeiras e raramente atinge a configuração de uma árvore, dominaram o Mesozoico, principalmente no Jurássico e as representações, quando não são extrapolações do seu hábito, centram-se nas suas frutificações.

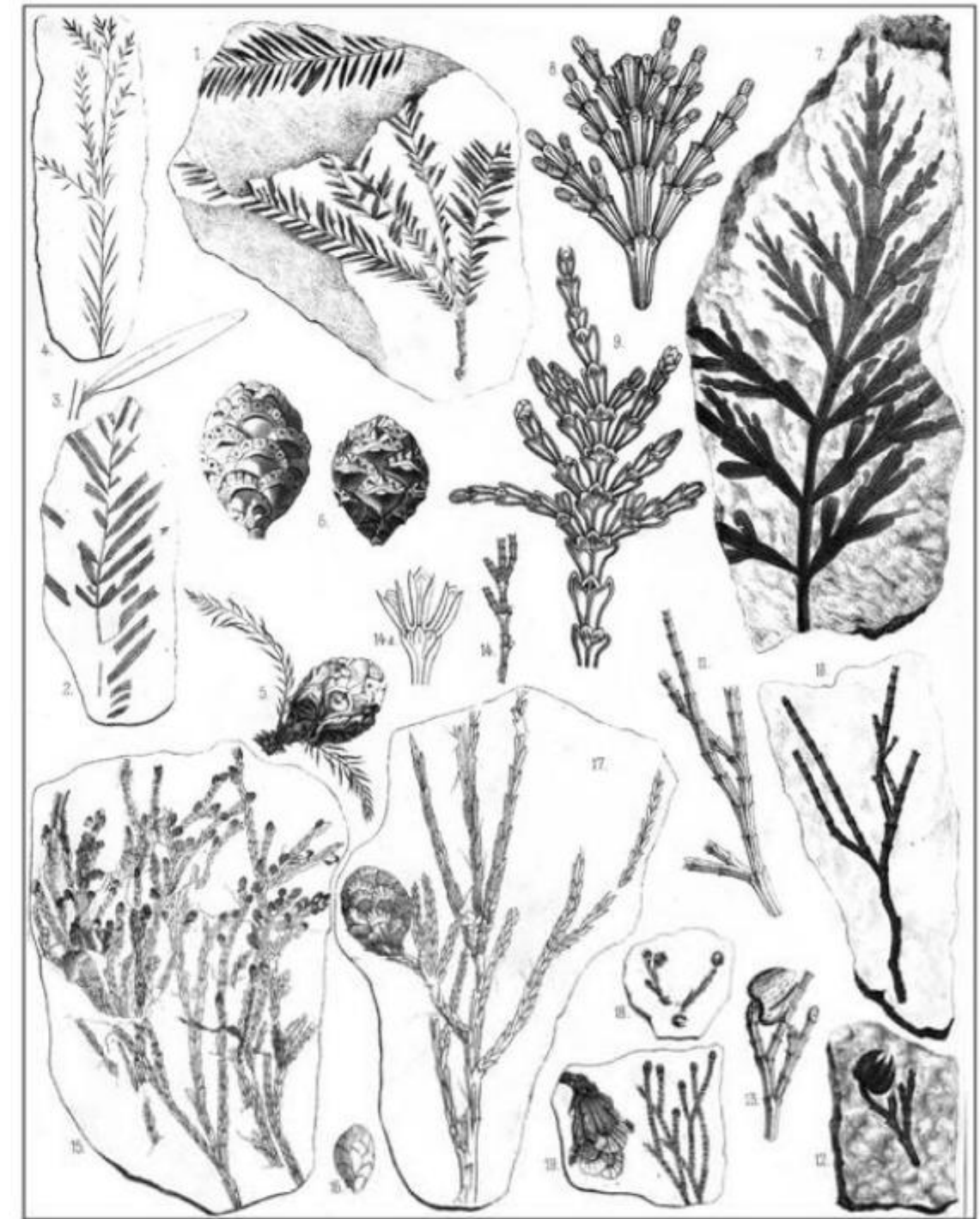



Figura 28.18 CONÍFERAS Prancha litográfica, com reproduções de diferentes tipos de ramos e cones observados em várias peças de coníferas fósseis (Coniferales), da família das criptoméricas e ciprestes. *In:* W. Ph. Schimper, 1874. *Traité de Paléontologie Végétale*. Librarie J.-B- Baillière *et* Fills. Paris. Biblioteca do Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra (Portugal); imagoteca particular de F. Correia.

Nesta prancha, observam-se as reproduções dos fósseis, lateralizados pelas interpretações e reconstituições *in vivo* (12 > 13; 10 > 11; 7> 8 e 9). Os espécimes representados (1-6: *Taxodium*; 7-14: *Callitris*; 15-19: *Glyptostrobus*) eram muito abundantes no Mesozoico, viviam em solos encharcados (margens de rios, lagos e pântanos) e todos estes gêneros possuem representantes presentes no mundo atual.

Macroinvertebrados

Nos macroinvertebrados, embora também seja possível encontrar fósseis de compressão (geralmente crustáceos), regra geral o que sobrevive ao processo de fossilização são as estruturas esqueléticas de suporte externas (geralmente impregnadas de carbonato de cálcio), como sejam os corais (esqueletos maciços ou arborescentes), as placas das trilobites ou as conchas dos moluscos (univálvios ou biválvios), ou os equinodermes (esqueletos de multielementos) (figuras 28.19 a 28.28). É ainda possível encontrar invertebrados, especialmente artrópodes conservados em âmbar. O método de trabalho para criar uma ilustração à escala é em tudo semelhante ao referido para as plantas, com exceção da forma em que se obtém as medições. Para as peças em âmbar o melhor é recorrer à câmara clara acoplada a um microscópio ótico estereoscópico (MOE) binoculares com transiluminação e epi-iluminação (ver "Ilustração de microfósseis e nanofósseis – a micro-ilustração" e "Ajustes óticos e referências dimensionais – as escalas métricas"). No que concerne às peças opacas com alguns centímetros, pode-se usar também a câmara clara, ou em alternativa o método da grelha métrica de eixos ortogonais (quadrícula) – o qual também é muito útil para estimar as dimensões de grandes peças volumétricas. Esta grelha consiste em vários eixos ortogonais, dispostos paralelamente nas duas dimensões e que ao se entrecruzarem originam seções quadrangulares de área igual entre si – estas podem ser desenhadas a intervalos regulares predefinidos pelo ilustrador. O espécime deve ser colocado por cima de uma primeira grelha (pode ser papel milimétrico, no qual se redefiniram/reforçaram os traços para os intervalos desejados) e sobre este deve ser colocado um vidro (acrílico cristalino, para evitar que se parta se pressionado), paralelo à superfície e apoiado em cada um dos seus vértices (colunas de livros, p. ex.); sobre este é fixado, com tiras de fita-cola adesiva, um acetato transparente e no qual previamente se desenhou à esquadria uma outra grelha métrica (tendo por base a primeira desenhada em papel milimétrico). Fazendo corresponder ambas as grelhas, o ilustrador está apto a desenhar (diretamente sobre esse acetato, ou sobre outro que sobreponha ao primeiro, fixando-o) o contorno da peça, bem como as principais particularidades internas a essa linha. Desta forma e ao mesmo tempo, não só reduz a volumetria tridimensional a bidimensional, como obtém preciosos contornos referenciais para criar o seu desenho preliminar (transferindo-os diretamente para uma folha de papel vegetal transparente e deste para a superfície, por transferência indireta), tudo à escala. A peça deve ser orientada segundo a norma de representação que se convencionou ou é mais usual: corpos com simetria bilateral, ao longo do maior eixo; biválvios, em vista externa/interna da valva e em vista simétrica com oclusão de valvas ao longo da charneira, segundo um eixo vertical encabeçado pelo umbo; fósseis de simetria radiada, arborescentes, univálvios e multipartes, em vista de topo e inferior.

Macrovertebrados

Nos vertebrados, o processo de conservação mais raro é a mumificação (restos orgânicos preservados pelo frio, total ausência de umidade e/ou de oxigênio), tendo sido descobertos vários esqueletos mumificados de dinossauros, sobretudo de hadrossaurídeos (dinossauros-bicos-de-pato, que ao contrário do que se registrou com alguns mamutes, não foram encontrados no gelo). Contudo, o mais usual é a fossilização por incrustação, ou permineralização, e incide geralmente sobre os elementos calcificados ou ósseos (vertente osteológica), usualmente alguns ossos e/ou dentes imersos em matriz pétrea (designados por somatofósseis, variando na dimensão, desde muito grandes como os dos dinossauros, aos mais diminutos, como os dos primeiros mamíferos) e mais raramente, obtiveram-se algumas impressões da pele, penas, musculatura e ligamentos. Podem ainda ser encontradas manifestações de alimentação (excrementos) ou nidificação (ovos). Consoante as suas dimensões e no relativo às medições, cada uma destas peças irá encaixar ora na metodologia referida para as plantas, ou para os invertebrados; contudo, para peças maiores que 50 cm, a fotografia científica feita à escala e sem distorção (nomeadamente a paralaxe, ou alteração aparente de um objeto contra um fundo induzido pelo movimento/posição do observador) será o melhor auxiliar de base para equacionar e desenvolver o desenho preliminar.

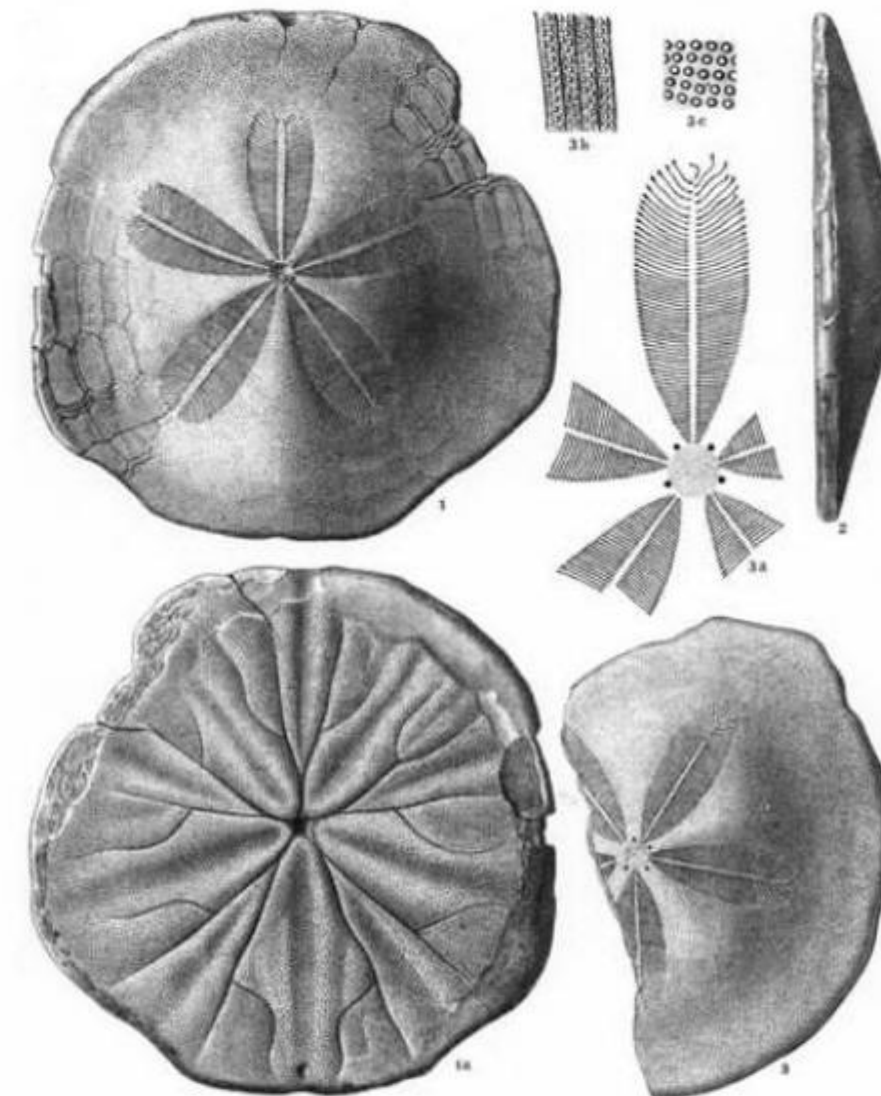



Figura 28.19 EQUINODERMES Prancha litográfica, com reproduções de equinodermes (equinoides) miocênicos de Portugal do gênero *Parascutella*. *In:* P. de Loriol (1896) – *Description des Echinodermes tertiaires du Portugal*. Mém. Direction des Travaux Géologiques du Portugal, Lisboa. Biblioteca do Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra (Portugal); imagoteca particular de F. Correia.

Descritos inicialmente por Loriol, como *Scutella lusitanica* (1896), foram desenhados à escala com base em exemplares fósseis encontrados em Foz da Ponte e Porto Brandão, por A. Lunel. Na representação de fósseis deste grupo, geralmente opta-se por desenhar a face dorsal (com os gonóporos), a face ventral (com a boca) e, por vezes, uma vista de perfil, para além de pormenores da ornamentação.

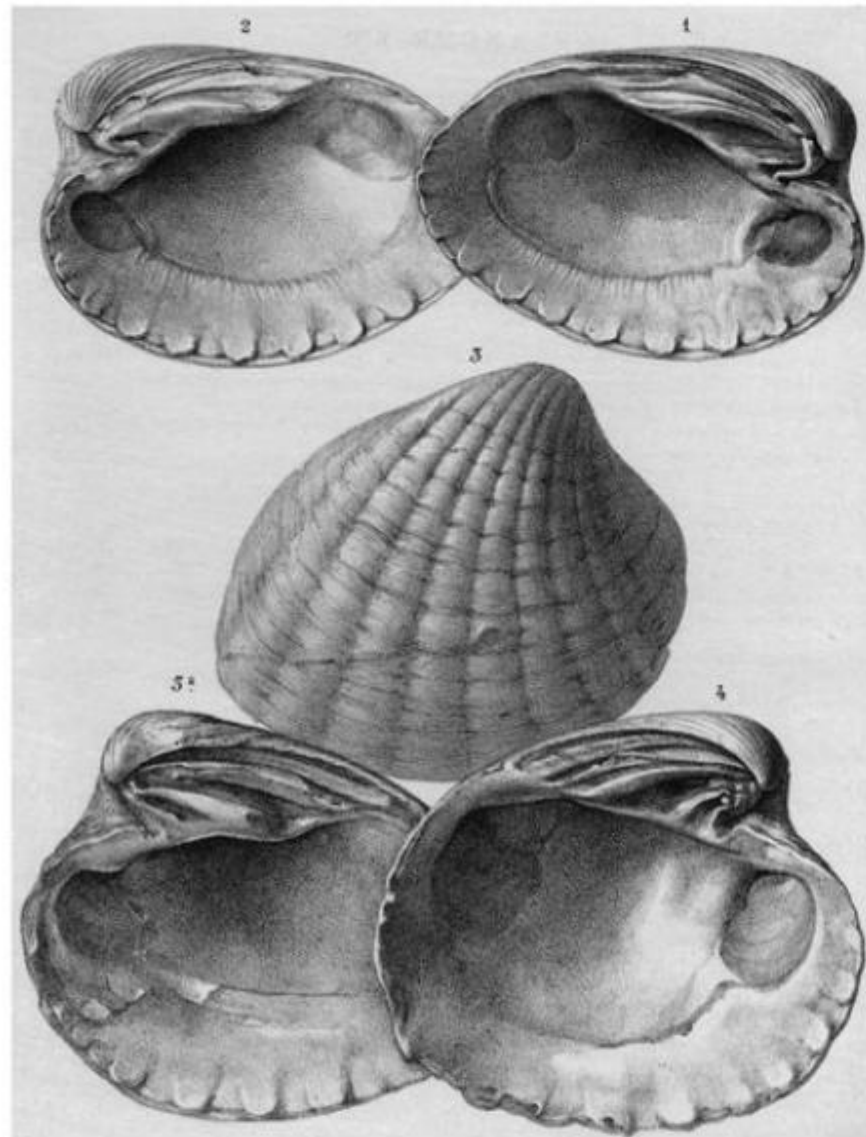



Figura 28.20 BIVÁLVIOS Prancha litográfica da autoria do português Castro, com reproduções das valvas (conchas carbonatadas) de moluscos bivalves fósseis de Portugal, do antigo período Terciário (Paleógeno e Neógeno, da era Cenozoica) e da espécie *Cardita jouanneti*. *In:* F. A. Pereira da Costa (1903-04) – Mollusques Tertiaires du Portugal. Commission du Service Géologique du Portugal, Lisboa. Biblioteca do Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra (Portugal); imagoteca particular de F. Correia.

Desenhados à escala, neste grupo de invertebrados fósseis, para além da configuração, padrão e textura/ornamentação exterior de uma das valvas (para se observarem as linhas de crescimento), é importante desenhar a face interior (com as cicatrizes dos músculos adutores, o seno e a linha paleal – que mostra o limite de extensão do corpo mole, os dentes cardinais junto ao umbo e os dentes e fossetas laterais) e, por vezes, uma vista de perfil com ambas as valvas em oposição, segundo o plano de simetria.

Figura 28.21 GASTRÓPODES Prancha litográfica da autoria do português Castro, com reproduções da concha espiralada (não compartimentada) de várias espécies fósseis de moluscos gastrópodes (univalva) de Portugal, do antigo período Terciário (Paleógeno e Neógeno, da era Cenozoica) e gênero *Pleurotoma*. *In:* F. A. Pereira da Costa (1867) – Molluscos Fósseis/Gasteropodes dos Depósitos Terciários de Portugal, 2º caderno. Commissão Geológica de Portugal, Lisboa. Biblioteca do Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra (Portugal); imagoteca particular de F. Correia. Nas ilustrações 1a, 1b e 6c foram ensaiadas, nos fósseis e a linha de contorno simples, algumas reconstruções dos elementos em falta. Neste grupo de invertebrados fósseis deve-se desenhar a configuração, o padrão/ornamentação e a textura da face ventral, onde abre o orifício por onde protude o corpo (ilustração 6a), bem como a vista da face dorsal (ilustração 6b); ambas disposta sobre um eixo longitudinal mediano; se possível desenhar as linhas de crescimento e, quando existem elementos muito volumétricos, uma vista de topo do ápex, ou apical (ilustração 6c).

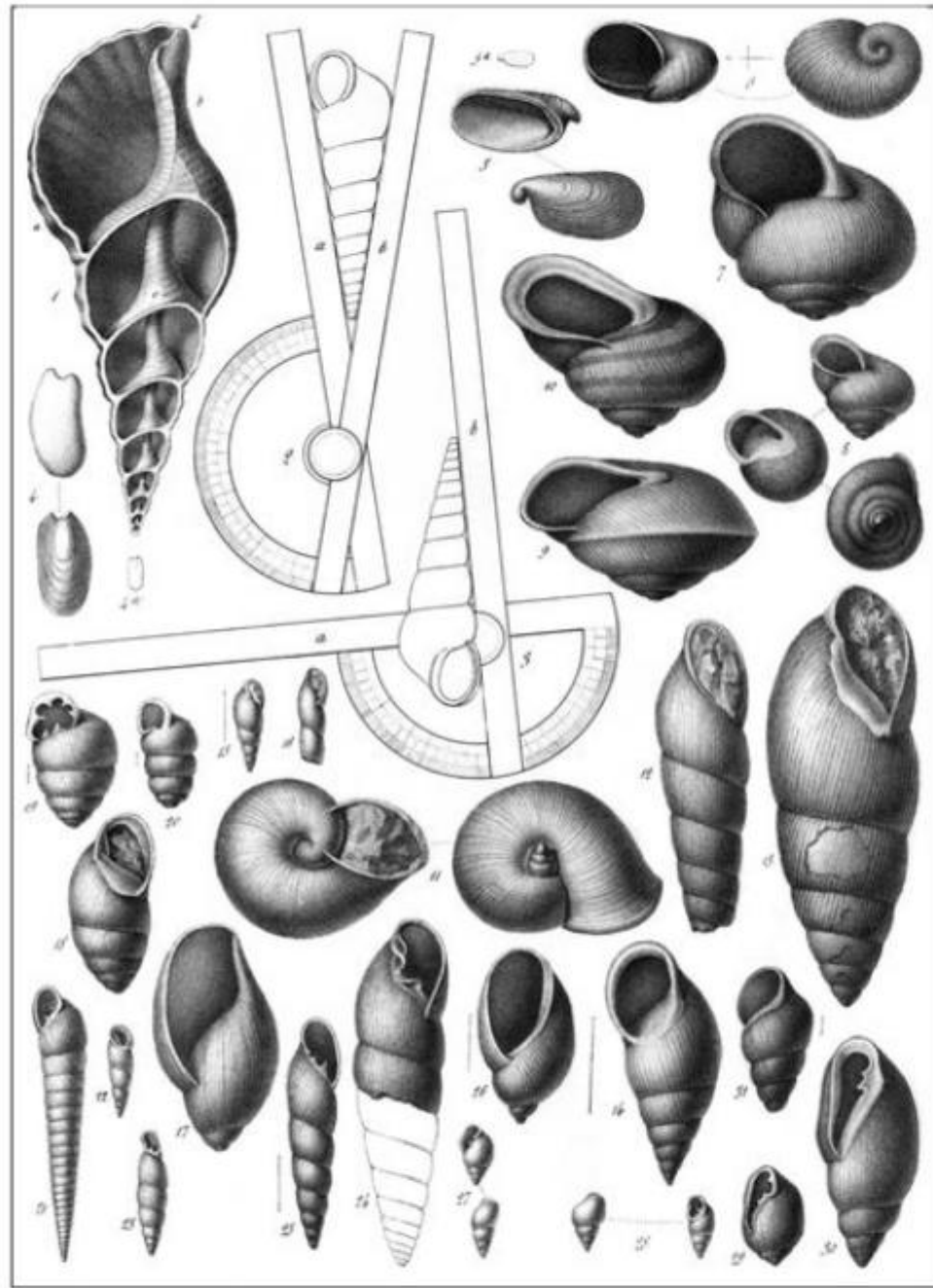



Figura 28.22 GASTRÓPODES Prancha litográfica com reproduções de conchas espiraladas (não compartimentada, como se observa no corte da ilustração 1, segundo o eixo longitudinal) de várias espécies fósseis de moluscos gastrópodes pulmonados. *In:* F. J. Piquet (1853-57) – *Traité de Paléontologie ou Histoire Naturelle des Animaux Fossiles*, Librarie J.-B- Baillière *et* Fills. Paris. Biblioteca do Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra (Portugal); imagoteca particular de F. Correia.

Nesta composição mista, para além das reconstruções ensaiadas a linha de contorno simples, as várias vistas de um mesmo espécime foram agrupadas a linha interrompida e todos os fósseis não desenhados à escala 1:1 (desenho natural), possuem escala anexa. Na representação dos gastrópodes espiralados é importante calcular o ângulo da espiral (2) e o ângulo das suturas (3), com auxílio de um goniômetro de 360°, para além de se observar especial cuidado na representação do ápex (da primeira sutura até à última espiral) e do verticilo (cavidade onde se aloja o corpo), delimitada pela primeira sutura, bem como a conformação do lábio interior e exterior, ou do canal labial (ou do *umbilicus* e do *operculum*, na face ventral ou umbilical dos pulmonados).

Figura 28.23 CEFALÓPODES NAUTILOIDES Prancha litográfica com reproduções de nautiloides (moluscos cefalópodes marinhos, com conchas enroladas em espiral ou longiformes) de várias espécies fósseis: 1. corte longitudinal de um nautiloide atual; 2-7. *Nautilus*; 8. *Nautiloceras*; 9. *Lituites*; 10-11. *Hortolus* (11-corte longitudinal hipotético, exibindo as várias câmaras separadas pelos tabiques e ligadas entre si, pelo sifão); 12. *Aploceras*. *In:* F. J. Piquet (1853-57) *Traité de Paléontologie ou Histoire Naturelle des Animaux Fossiles*, Librarie J.-B- Baillière *et* Fills. Paris. Biblioteca do Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra (Portugal); imagoteca particular de F. Correia. Neste grupo de fósseis interessa representar a configuração da concha (geralmente reduzida ao fragmocone e sem câmara de habitação) e a ornamentação, geralmente em duas orientações: lateral (em que se observa a espiralização que forma o *umbilicus*) e, como opção, em norma adoral (vista da abertura para a câmara de habitação; 2), ou adapical (oposta à abertura; 3), já que a forma da concha é uma das características de maior importância para a identificação do gênero (p. ex. 2 e 3 são conchas platicones, 7 é discone e 11 girocone; sendo todas elas conchas planiespirais, enquanto a concha 12, já é heteromórfica e do tipo longicone).

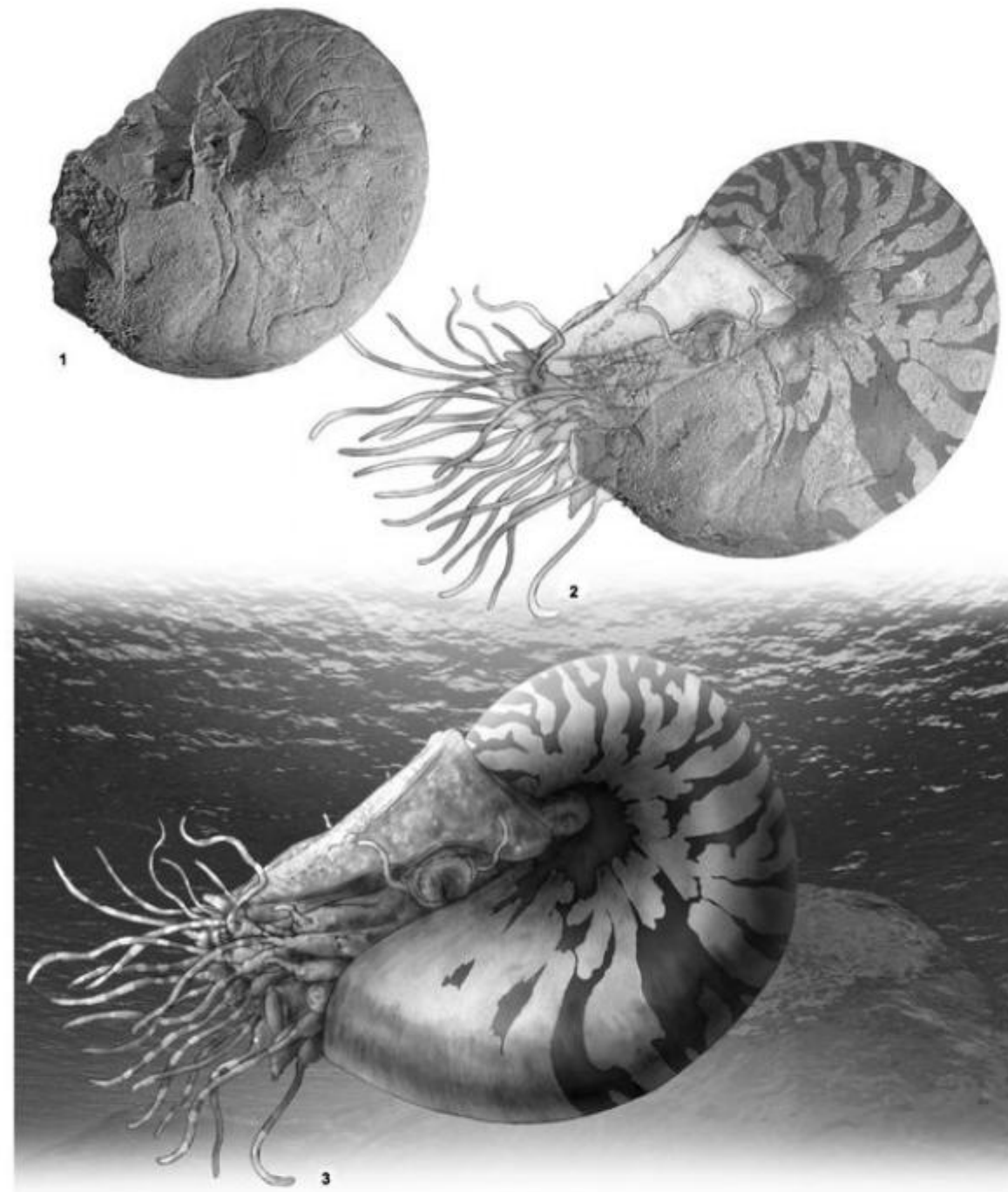



Figura 28.24 NAUTILODES Passos para a ilustração de *Nautilus* sp. juvenil a partir de um fóssil do fragmocone (conjunto de câmaras separadas pelas linhas de sutura septais, ou trabiques) oriundo de Ançã/Portugal (171.6 a 167.7 Ma; Bajociano, Jurássico Médio).© F. Correia. (1) Fóssil. (2) Preliminar de composição, através de sobreposição de estruturas (delimitadas pelos tabiques que separam câmaras fósseis), com o delinear das partes moles do corpo deste cefalópode (tentáculos, protudidos ou não, sifão, olhos e escudo) e ensaios de padrão de manchas (ornamentação). (3) Fase próxima da arte-finalização, com câmara de habitação (última câmara a seguir ao fragmocone) reduzida. Definição de textura (ornamentação por tonalidade e camada de linhas de crescimento, que revestem o molde interno) e volumetria, em contraste com o cenário (hábitat marinho).

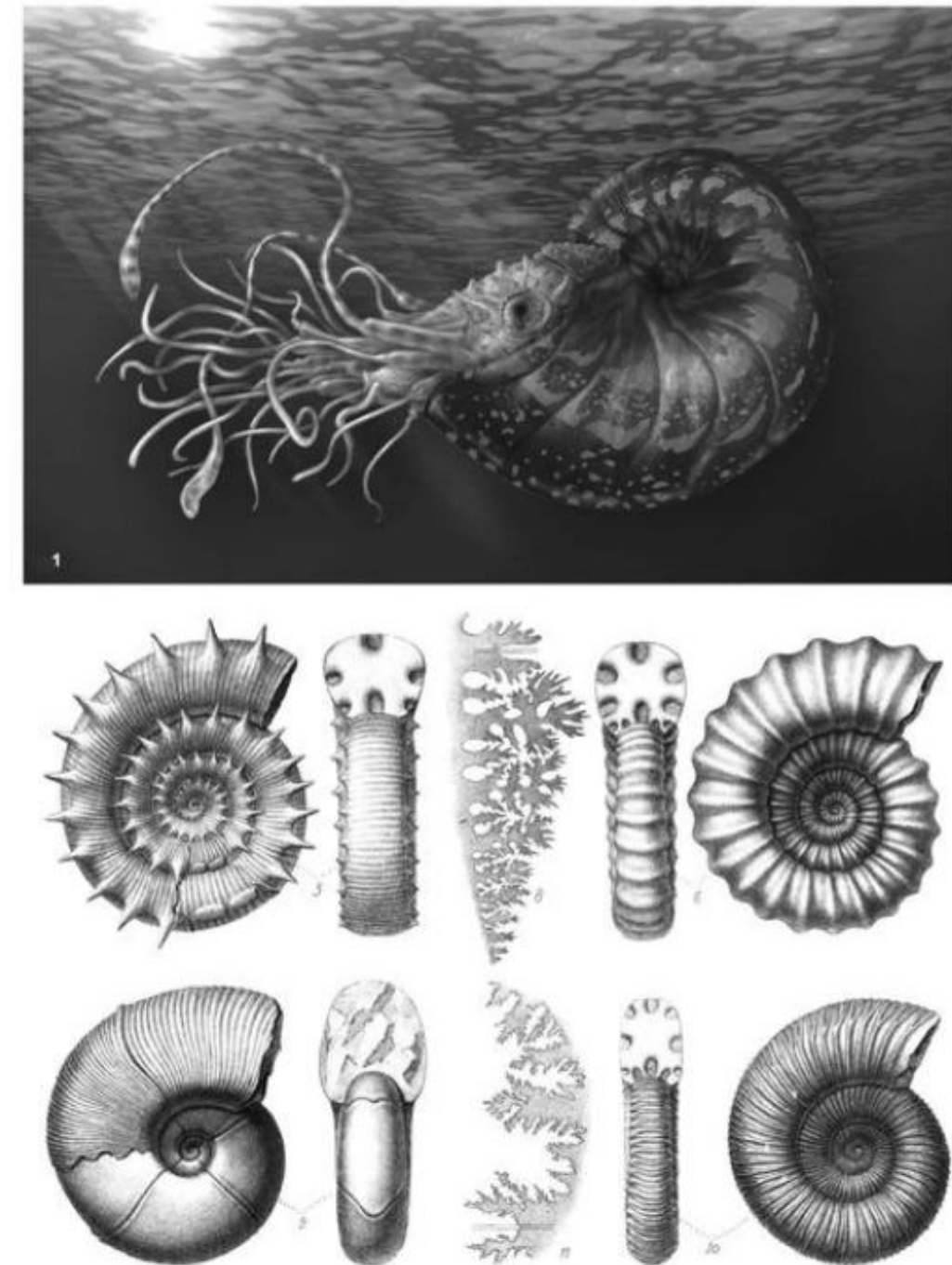



Figura 28.25 CEFALÓPODES AMONITAS (1) Ilustração de *Nautilus cenoceras* (Bajociano, Jurássico Médio). Esta espécie era contemporânea jurássica de outros cefalópodes marinhos, também com concha externa – os amonoides (mas que têm o sifão em posição ventral), que apareceram no Devônico e se extinguiram no Cretácico, junto com a maioria dos dinossauros. Os tabiques do fragmocone originam um sistema complexo de suturas, principalmente nos amonitas cretácicos, que tem interesse taxonômico. © F. Correia. (2). Prancha litográfica com reproduções de amonitas. *In:* F. J. Piquet (1853-57) *Traité de Paléontologie ou Histoire Naturelle des Animaux Fossiles*, Librarie J.-B- Baillière *et* Fills. Paris. Biblioteca do Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra (Portugal); imagoteca particular de F. Correia. Tal como nos nautiloides, são representados em duas vistas (lateral ou umbilical e adoral), a que se acrescenta o padrão de linhas de sutura (8 – filoceratítica, de 6 – *Salfeldiella guettardi*, anteriormente legendada como *Ammonites guettardi*; 11 – padrão amonítica, de 10 – *Ammonites biplex*).

Figura 28.26 CEFALÓPODES BELEMNITES Prancha litográfica com reproduções de coleoides do tipo belemnites. *In* F. J. Piquet (1853-1857) – *Traité de Paléontologie ou Histoire Naturelle des Animaux Fossiles*, Librarie J.-B- Baillière *et* Fills. Paris. Biblioteca do Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra (Portugal); imagoteca particular de F. Correia. Este é um grupo de coleoides fósseis (entre lulas, polvos e chocos extintos) que tiveram o seu apogeu nos mares mesozoicos e dos quais perduraram partes fossilizadas (rostro, semelhante à ponta de uma bala, totalmente interno e formado por cristais de calcite). As reconstruções *in vivo* das belemnites são pouco frequentes (pela grande especulação acerca do seu corpo e órgãos) e pouco diferem das tentaculares lulas atuais (onde os ganchos das primeiras foram substituídas pelas mais eficientes e práticas ventosas). Geralmente, a ilustração deste grupo restringe-se à representação da concha interna (se possível, em vista dorsal, lateral e ventral; 3) e que ficava totalmente rodeada por tecido mole, no animal vivo. Deve, assim, representar-se o proostraco (prolongamento dorsal do fragmocone, em forma de lâmina (ilustração 3a), o fragmocone (a concha, propriamente dita, dividida em câmaras e em forma de funil (ilustração 3b) e ainda o rostro (prolongamento que rodeia o fragmocone (ilustração 3c).

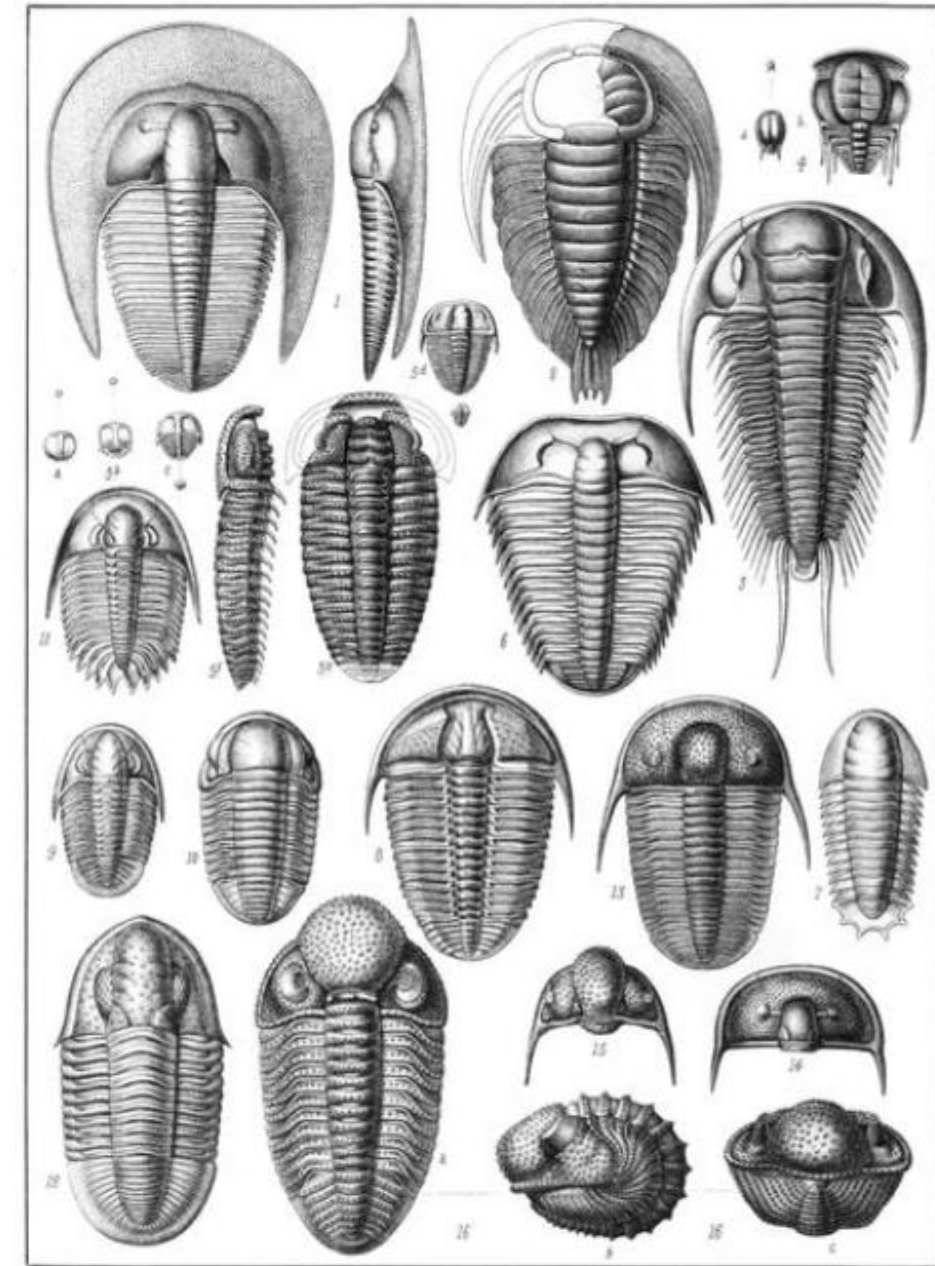



Figura 28.27 ARTRÓPODES MARINHOS Prancha litográfica com reproduções de trilobites. *In:* F. J. Piquet (1853-1857) *Traité de Paléontologie ou Histoire Naturelle des Animaux Fossiles*, Librarie J.-B- Baillière *et* Fills. Paris. Biblioteca do Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra (Portugal); imagoteca particular de F. Correia. Este é um grupo de artrópodes marinhos fósseis, muito comuns no Paleozoico e que reúne cerca de 15.000 espécies diferentes. A sua designação (trilobites) advém de o seu corpo estar segmentado em três partes, quer longitudinalmente (um lóbulo central e dois laterais), quer transversalmente (cefalão, que é a zona cefálica, centralmente composta pela glabela e, laterais a esta, as articuladas librígenas – onde se situam os olhos, quando existem; tórax, que é segmentado em várias pleuras; e o pigídio, ou a extremidade caudal). A morfologia corporal é pois um aspecto de máxima importância taxonômica, devendo ser prestada especial atenção às ornamentações (como a presença de espinhos genais no cefalão; 15 e 16), segmentação e suturas de muda na carapaça. As representações destes fósseis incidem, quase todas elas, sobre a vista dorsal, se bem que, em alguns casos, seja ensaiada a vista lateral (1 e 5e/f) e, por vezes, se esbocem mecanismo de defesa (com retração de órgãos locomotores e enrolamento, com encaixe do pigídio por baixo do ápex da glabela (16). As reconstituições *in vivo* seguem o mesmo padrão de pose (raramente são exibidas vistas ventrais).

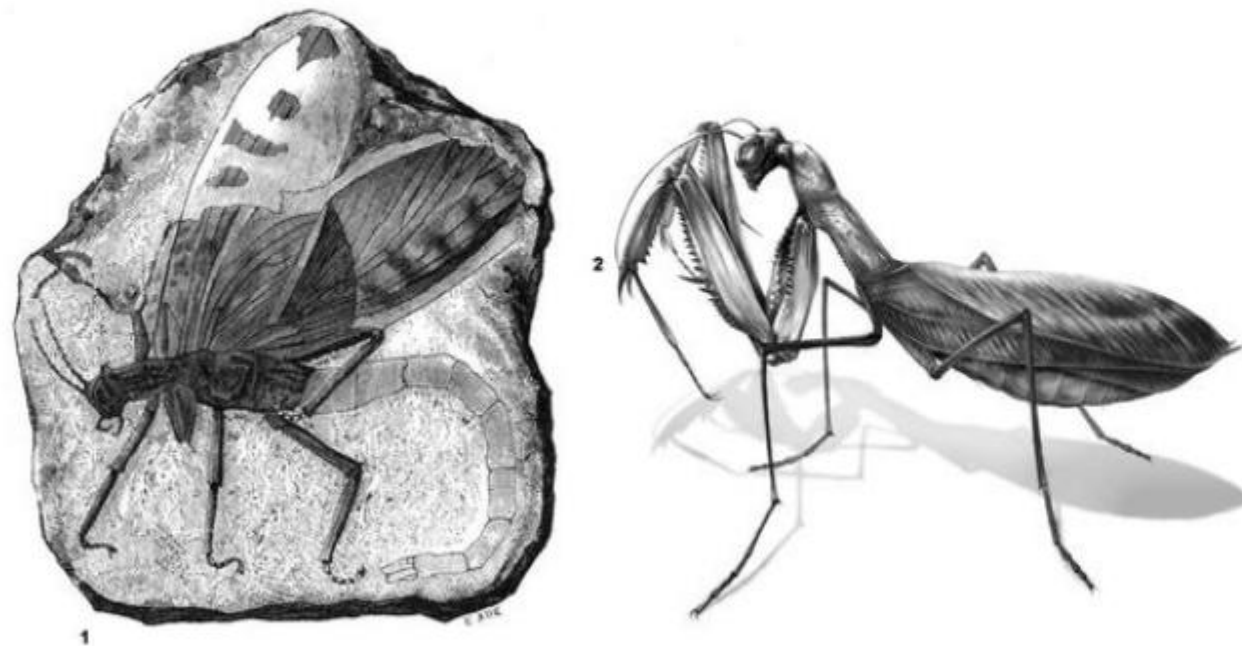



Figura 28.28 ARTRÓPODES TERRESTRES (1) *Protophasma dumasii*. Espécie de inseto fóssil (Paleozoico), descrita por Charles Brongniart, em 1878, e que se pensa ser o elo filogenético entre os Ortópteros (como os gafanhotos e os grilos) e as ordens dos dictiópteros (as baratas e os louva-a-deus). *In*: Félix Bernard,1895. *Éléments de Paléontologie*. Librarie J.-B- Baillière *et* Fills. Biblioteca do Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra (Portugal); imagoteca particular de F. Correia. (2) Reconstituição e representação *in vivo* de um louva-a-deus fóssil, já com características modernas do Cenozoico. Para estes animais, devem ser selecionadas poses dorsais ou laterodorsais, de modo a permitir a representação de todas as seções com valor diagnóstico/taxonômico. © F. Correia.

Embora o ilustrador possa representar a peça tal como é observada (com fraturas e zonas de perda de massa), abstraindo e eliminando apenas a textura desta imagem construída (para tornar a sua leitura mais clara e focada), o mais usual é ter que reconstruir e restaurar graficamente a peça tal como se fosse perfeita (sem distorções físicas, sem lacunas, sem fraturas). O uso da simetria bilateral (figura 28.29) é a primeira metodologia, principalmente se uma das metades está integralmente intata (contorno e inversão/*flip*, em espelho). Em peças muito danificadas, mas em que existam vários exemplares da mesma estrutura (embora provenientes de diferentes indivíduos – parátipos – da mesma estação paleontológica, ou de outras), a abordagem é encetar uma reconstrução compósita (técnica de "Frankenstein", para dar "vida" a uma nova peça). Aproveitando as áreas melhor conservadas de cada peça, o ilustrador irá criar idealisticamente uma outra (por redimensionamentos, *flips*, ajustes configuracionais ...), virtual e a uma escala dimensional média. A orientação das peças, bem como as vistas em que devem ser desenhadas, dependem muitas vezes do estado de conservação dos fósseis. A maioria dos ossos conservados são ossos longos ou curtos (pós-cranianos), pelo que devem ser representados verticalmente segundo o seu maior eixo, equacionado a passar pelo meio do corpo (diáfises) e das cabeças (epífises), sendo desenhados em vista lateral, média, anterior e/ou posterior. Os ossos chatos, como os ossos da abóbada craniana, são lâminas ósseas quase bidimensionais, pelo que se representam apenas segundo a vista interior ou exterior. Os elementos axiais (vértebras cervicais, dorsais e caudais) devem ser desenhados nas vistas necessárias à compreensão da sua arquitetura, tais como vista frontoanterior (direção da cabeça), lateral (a mais usual), dorsal, ventral e frontoposterior (direção da cauda).

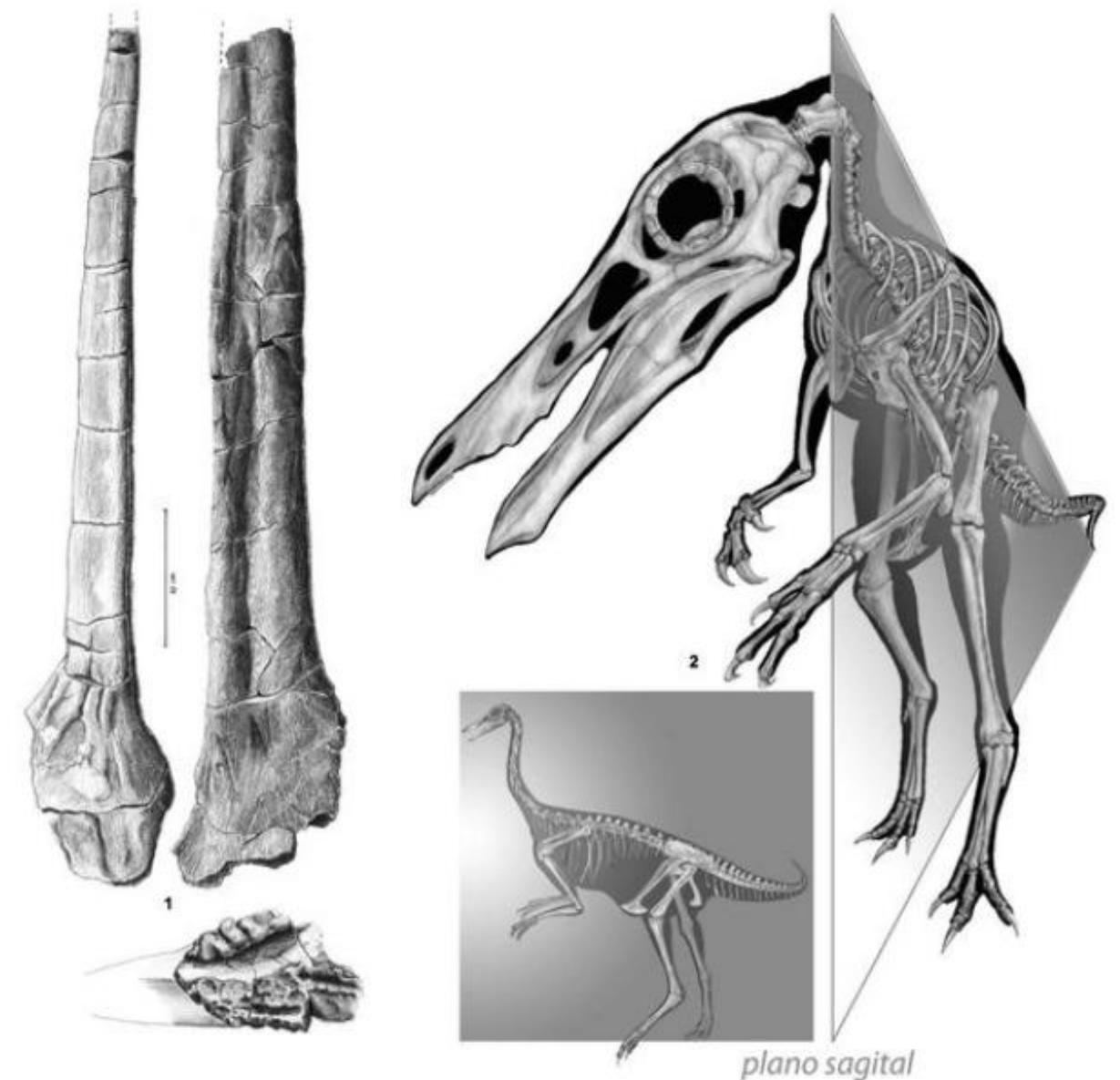



Figura 28.29a As múltiplas vistas e perspectivas ensaiadas sobre um fóssil (somatofósseis), em particular ou organizado estruturalmente num esqueleto, permitem conferir ao receptor a noção mais aproximada da real volumetria/configuração da peça; por outro lado permitem direcionar e focar a sua atenção exploratória para determinados aspectos morfológicos incomuns e/ou taxonomicamente muito importantes, que, graças às suas diminutas dimensões relativamente ao todo, passariam completamente despercebidas ou exigiriam uma segunda ilustração (de pormenor), anexada à primeira (complexificando visualmente a mensagem a transmitir). O planeamento preliminar e a definição dos pontos-alvo *a priori*, pode marcar a diferença entre uma simples e boa ilustração, ou o multiplicar do esforço e a dispersão por subunidades gráficas que podem contribuir para uma leitura mais deficiente e complexa das mensagens a transmitir. (1) Vistas (frente, lateral e basilar) de um espinho incompleto de um dinossauro quadrúpede herbívoro *Dacentrurus* (autoria : Simão Mateus), executado em grafite e carvão sobre *coquille board* (fóssil da coleção do Museu da Lourinhã, Portugal). Programa Naturarte 2001 (Gradientes e Texturas, Ltda.). © Simão Mateus, F. Correia e N. Farinha. (2) *Gallimimus bullatus*. © F. Correia. Com um crânio relativamente pequeno face às dimensões de todo o esqueleto, a pequena estrutura serrilhada na mandíbula superior, semelhante a uma fiada de dentes soldados entre si, passaria facilmente despercebida numa vista lateral de todo o corpo; a solução encontrada foi aproximar esta estrutura do plano proximal, mantendo o crânio num plano paralelo ao plano sagital e criando uma vista frontolateral, em perspectiva e com ponto de fuga no *terminus* da cauda.

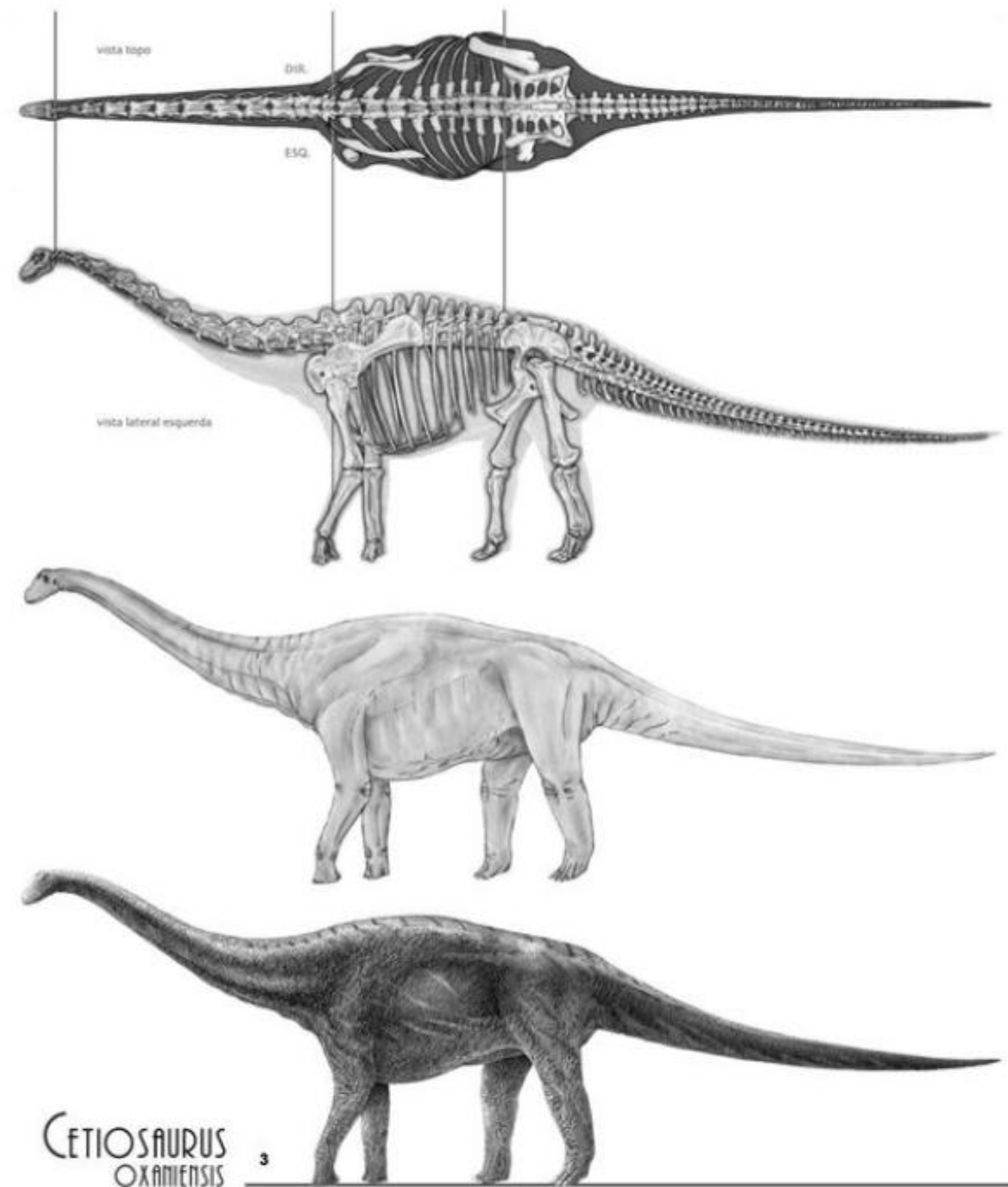
(*Continua*)

(*Continuação*)

Figura 28.29b (3) Lagarto-baleia (*Cetiosaurus oxaniensis*) – ilustração do esqueleto (duas vistas) e ensaio reconstrutivo *in vivo*. © F. Correia. Tendo o esqueleto como ponto de partida para a reconstrução *in vivo* e tendo como objetivo uma boa caracterização morfoanatômica da espécie em causa, o paleoilustrador e o investigador devem ter a preocupação de, tanto quanto possível, dar a conhecer ambas as perspectivas (o esqueleto enquanto fatual, e a interpretação reconstutiva, enquanto especulação fundamentada). Se bem que a norma lateral seja a mais utilizada e recorrente quando se desenha um esqueleto fóssil completo, deve ser incluída ainda uma segunda vista, a de topo. As duas normas, em conjunto, permitem inferir a correta volumetria da massa muscular e, por conseguinte, definir com maior exatidão a fisionomia corporal da espécie em causa.

Em todos eles se devem representar os forames (orifícios naturais) ou estrias/placas de ligação a tendões, se observáveis. O crânio é uma estrutura óssea composta que, sempre que possível, deve ser representado em 5 vistas – frontal, lateral (a mais usual), occipital, dorsal e ventral (ou palatiana). Em complemento do crânio e a existir, deve-se desenhar a mandíbula articulada com o primeiro, ou isolada (segundo vistas lateral, de topo ou inferior). Por fim, cada tipo de dentes deve ser representado isolado e segundo o plano de mastigação (oclusão), a vista bucal (a que estaria virada para o exterior da boca) e lingual (a que estaria virada para o interior da boca, em contato com a língua). A inserção nos ossos dentário (maxilar) ou mandibular deve ser feito segundo um plano paralelo ao palato, em vista lateral e respeitando as distâncias e alturas relativas entre eles. O desenho em composição integrada de ambas as estruturas deve ser equacionado para evidenciar a oclusão, em vista lateral, respeitando as zonas de contato, encaixe e sobreposição.

A arte-finalização também poderá ser feita em técnicas clássicas de linha (nanquim), de cor (acrílicos e guaches, p. ex.), ou ainda em aplicações informáticas (Adobe Photoshop ou Corel Painter), após digitalização (ou importação direta, se obtidas por fotografia digital). Na simplicidade dos desenhos de linha, o contorno pode exibir um espessamento diferencial, sendo mais espessa na zona de sombra (atendendo à orientação convencionada para a direção da luz), e/ou nos planos proximais (mais fina nas zonas de luz, planos afastados, ou linhas de sutura). Cria-se assim uma hierarquia de espessura de linha que enfatiza o desenho no seu todo e introduz a ilusão de alguma tridimensionalidade, permitindo que este tipo de ilustrações minimalista se projete para além da função usual (ilustração ou diagrama anexo, para permitir a interpretação de determinado fóssil apresentado em fotografia e com contornos não muito claros ou facilmente identificáveis). Áreas de reconstrução/restauro podem ainda ser diferenciadas através de linhas interrompidas; as áreas da matriz pétrea no perímetro que rodeia a inclusão do fóssil podem ser preenchidas por trama (em ponteado/*stippling*) ou mancha plana de cinzentos. Nas aplicações informáticas trabalha-se tanto a arte-final em tonalidade contínua (cores ou gradiente de cinzentos), como descontínuas (preto-e-branco), geralmente através da sobreposição de camadas individualizadas, ou *layers*, cada uma comportando diferentes níveis de informação gráfica (figuras 28.30 a 28.35). Deste modo o fluxo de trabalho é sistematizado e é permitido ao ilustrador um enorme controle sobre cada uma das fases. Assim, e numa primeira fase, uma primeira *layer* irá acomodar o desenho do contorno, em outra sobreposta a esta desenham-se as estruturas e pormenores internos, numa terceira a textura, e na última e cimeira, as sombras em modo *multiply* (utilizando para o efeito ferramentas digitais de pintura e/ou seleção que criam máscaras e isolam áreas, evitando a pintura não desejada). Sobre estas podem depois e, se necessário, intervir *layers* de cor.

Paleoantropologia

A paleoantropologia ou paleontologia humana é uma das várias vertentes em que se divide a antropologia, incidindo essencialmente sobre a antropologia física, na componente do estudo do homem e hominídeos fósseis (somatofósseis). Com base no estudo das características anatômicas, procura também correlacioná-los com dados biogeográficos e relações filogenéticas entre formas fósseis (evolutivas). Esta área ganhou considerável interesse científico logo após o lançamento do livro de Darwin *The descendent of Men* (1871) e a aceitação da teoria da evolução dos seres vivos. Mas o grande impulso surgiu, em 1978, quando da descoberta de "Lucy" – um australopitecíneo e a mais famosa fêmea do *Australopithecus aferensis* (um hominídeo extinto, com cerca de 3,4 Ma, descoberto por Donald Johanson e Tim White). Mais tarde e já em 1981, no livro *Lucy: The Beginnings of Humankind* (Johanson & Maitland), Matternes desenhou a primeira reconstituição deste ser e explicou, com recurso a passos sucessivos em ilustração e texto, como tinha chegado à simiesca imagem final de um indivíduo adulto – resultado, acima de tudo, de um aturado e metódico estudo, aferição e dedução sobre o registro ósseo fóssil (fatos e objetividade) e não apenas de um mero capricho da inspiração do momento (criatividade e especulação subjetiva). Surgia assim um método visualizável e, mais que isso, passível de reprodutibilidade, com um maior grau de independência face à perícia plástica do técnico (gráfico) que reproduz a metodologia. Importou-se assim a metodologia científica e os seus objetivos para o seio da arte paleoantropológica (figura 28.36).

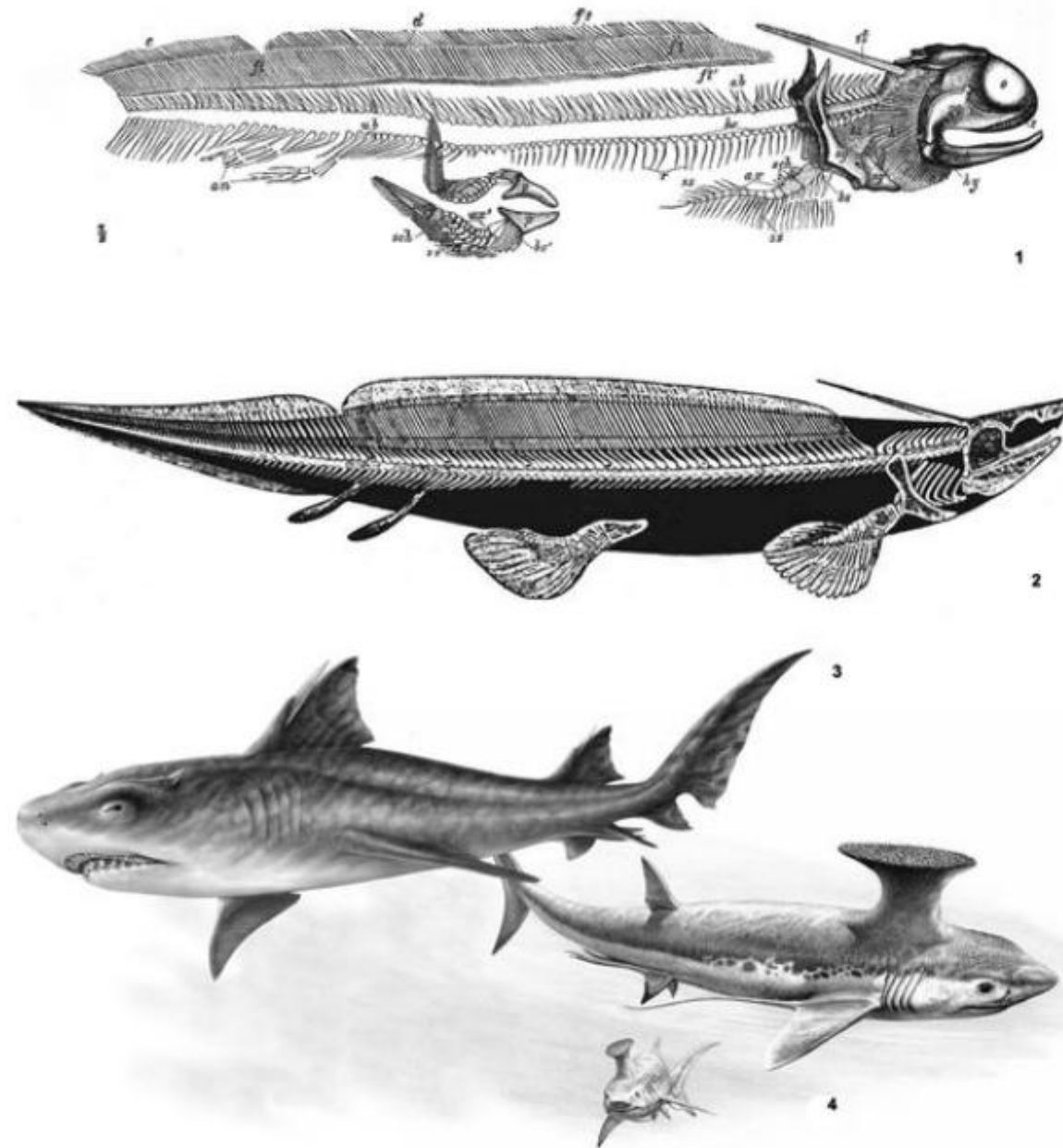



Figura 28.30 ELASMOBRÂNQUIOS *Pleuracanthus (Xenocanthus) decheni* – elasmobrânquios fósseis Carbonífero Inferior até ao Triássico Superior), com um espinho cefálico. (1) Primeira tentativa de reconstrução do esqueleto deste tipo de tubarão espinhoso, por Düderlein, com base num dos primeiros fósseis encontrados e sem extremidade caudal (*In:* Félix Bernard,1895. *Éléments de Paléontologie*. Librarie J.-B- Baillière *et* Fills. Biblioteca do Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra (Portugal); imagoteca particular de F. Correia). (2) Nova reconstrução com base em novos espécimes fósseis encontrados, já com recurso à sobreposição subtrativa da silhueta a mancha negra sobre os elementos esqueléticos – representados a negativo, ou branco (*In:* Sir Edwin Ray Lankester, 1909. *A Treatise of Zoology*, vol. 9. Adam and Charles Black, London, UK; imagoteca particular de F. Correia). Reconstituições e representações *in vivo* de elasmobrânquios fósseis do Devônico, dotados de singulares espinhos cefálicos e nas barbatanas dorsais (*Hybodus*), ou curiosas formações rugosas a substituir a primeira dorsal (*Stethacanthus*); geralmente estes peixes são representados em norma lateral, ventrolateral (3) dorsolateral ou frontolateral (4). 3. *Hybodus*. © Fernando Correia. 4. *Stethacanthus*. © John Sibbick.

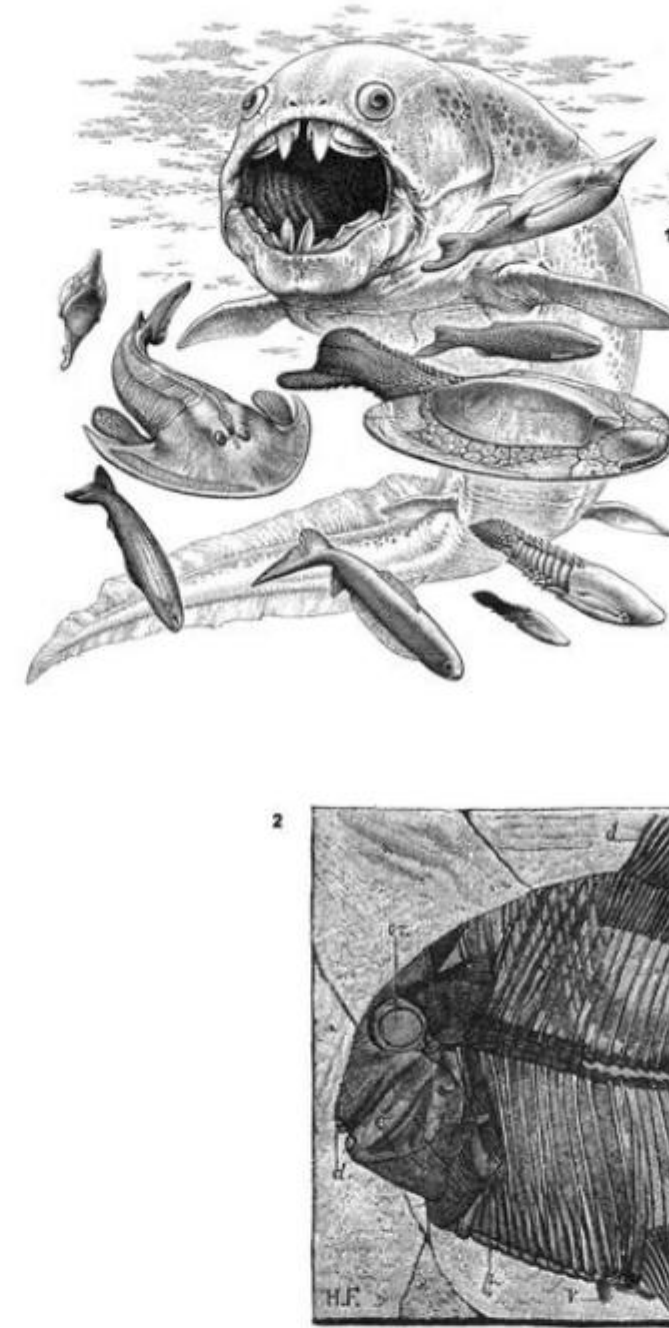



Figura 28.31a TELEÓSTEOS (1) *Dunkleosteus terrelli* – interpretação e representação *in vivo* do mais temível predador dos mares devônicos, junto com outros peixes primitivos (placodermes) que não atingem o seu colossal tamanho de 6 metros; nanquim (ponteado) sobre papel. © John Sibbick. Nestes peixes, apesar da preservação fossilizada da sua armadura (muitas vezes restrita à zona cefálico-abdominal), mas não das metades caudais, leva a que seja necessário efetuar extrapolações gráficas (com base em espécimes/espécies similares) para as reconstruções *in vivo* – onde é implícito algum grau de incerteza científica. Por essa razão e para se precaverem o mais possível de especulações/erros científicos, tanto o investigador como o paleoilustrador devem optar por vistas que mascarem essas lacunas (p. ex. em vista fronto ou dorsolateral, com curvatura a meio corpo, e com sobreposição de motivos cênicos, ou de outras espécies menos dúbias, sobre as seções fósseis ausentes).

Figura 28.31b TELEÓSTEOS (2) *Pycnodus ponsorti* – representação do achado fóssil (escala 3:4). *In:* Félix Bernard,1895. *Éléments de Paléontologie*. Librarie J.-B- Baillière *et* Fills. Biblioteca do Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra (Portugal); imagoteca particular de F. Correia. Esta espécie de peixe fóssil, dentro dos peixes modernos (Osteichtyes), pertence ao grupo dos picnodontiformes, que se encontrava distribuída por quase todo o mundo, sendo bastante comum do Triássico ao Eoceno. Grande parte das ilustrações deste grupo de animais foi representada durante muito tempo incluso na matriz pétrea, embora algumas delas exibam ensaios incipientes de reconstrução das peças esqueléticas (p. ex. as fissuras terminam ao contato com o contorno da silhueta). As reconstituições *in vivo* não abundam, exatamente pelo fato de muito se desconhecer sobre o revestimento destes peixes – qual o número de escamas dispostas na linha lateral ou entre barbatanas; quais as dimensões das escamas e como variam ao longo do corpo. Estas, entre outras questões, não tem ainda resposta cabal e cientificamente credível (com exceções, como *Dapedium politum*, ou *Lepidotes* sp., p. ex.), para a maioria das espécies de peixes ósseos fósseis com barbatanas suportadas por raios (Actinopterygii).

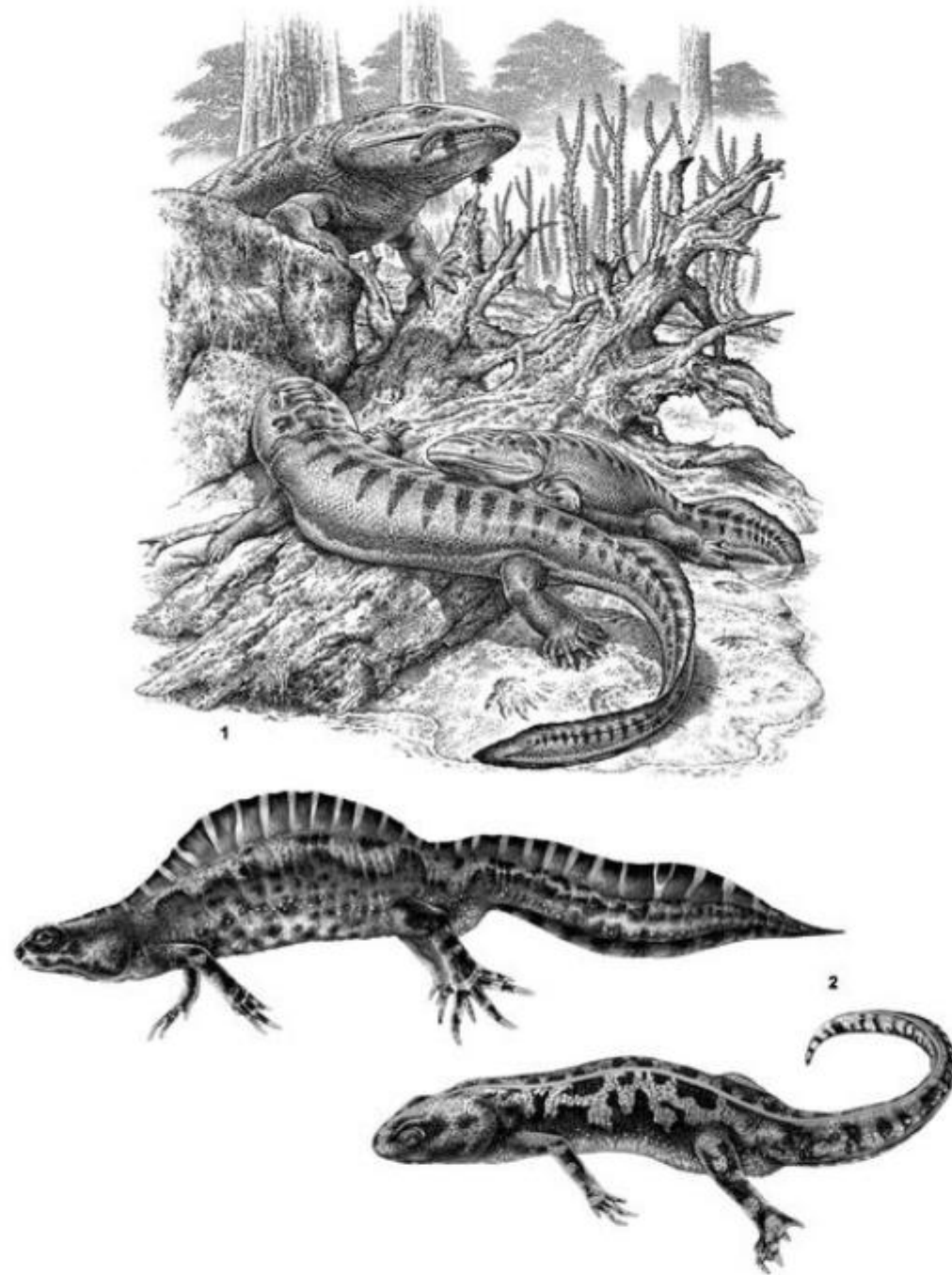



Figura 28.32 ANFÍBIOS (1) *Acanthostega gunnari* e *Ichthyostega* sp.; nanquim (ponteado) sobre papel. © John Sibbick. Representação *in vivo* dos primeiros tetrápodes do Devônico Tardio que dariam os primeiros passos em terra firme (semelhantes na forma aos anfíbios de cauda – Urodela) e estavam evolutivamente desenhados para uma vida nos baixios e pântanos de água doce, ou em locais de água salobra ou salgada, das linhas da costa, para os mais primitivos (eram todos extremamente dependentes da água). Estes animais são muitas vezes representados com escamas, não para os relacionar com os futuros répteis, mas com os peixes primitivos, de onde filogeneticamente derivaram e irradiaram. A sua fisionomia corporal achatada, os membros bem diferenciados e terminados em cinco dedos (anterior) ou sete (posterior), bem como uma cauda mais ou menos desenvolvida, são características anatômicas que os aproximam dos atuais tritões e salamandras – que constituem, assim, um ótimo modelo vivo, para estudos gráficos de anatomia comparada. (2) Tritão-marmorado (*Triturus marmoratus*) – macho e fêmea (anfíbios modernos). © F. Correia.

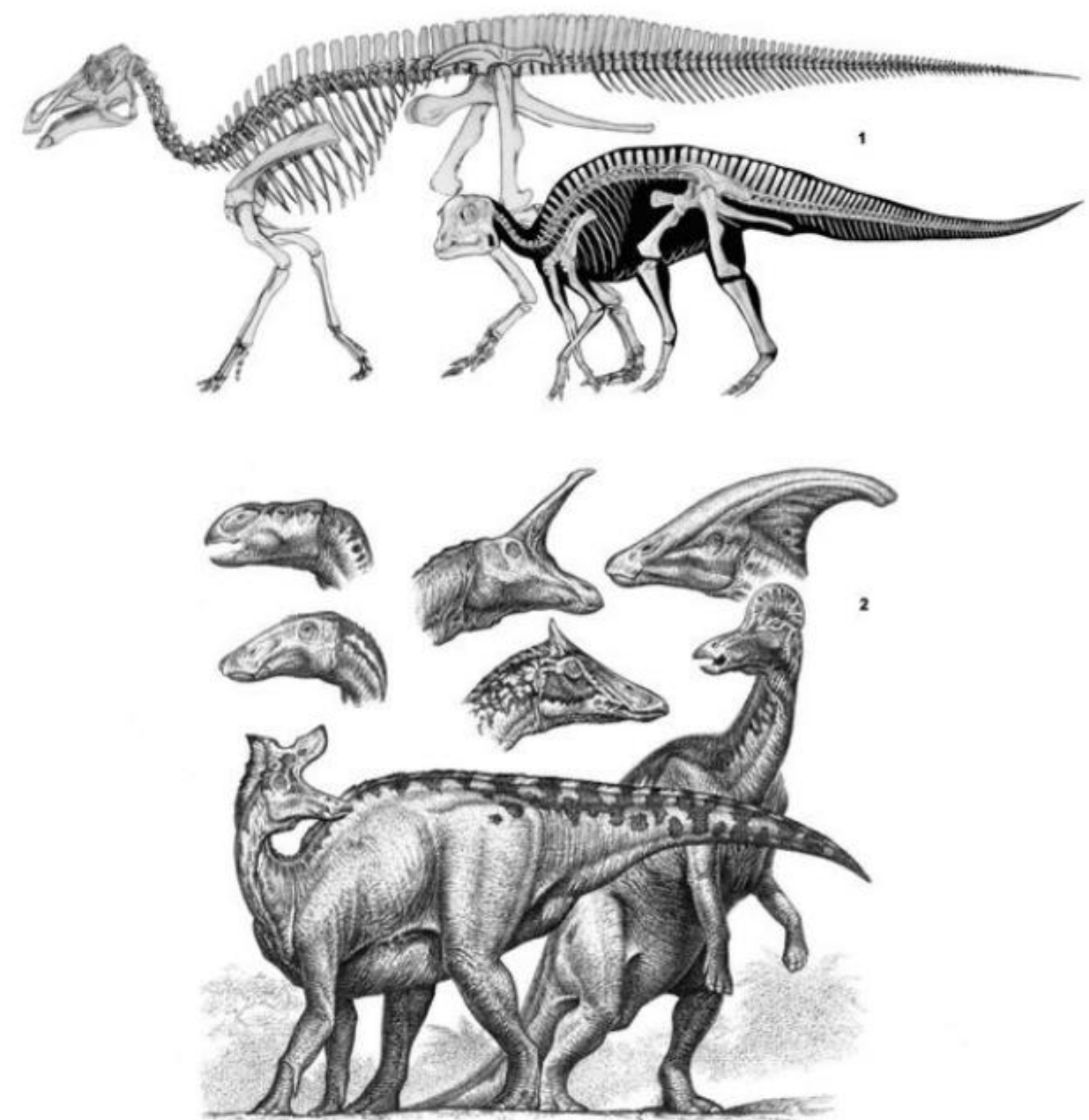



Figura 28.33 DINOSSAUROS (1) Esqueletos e silhueta da forma adulta e juvenil de um lagarto-boa-mãe (*Maiasaura peeblesom*). © F. Correia. A representação *in vivo* de vertebrados extintos centra-se, quase exclusivamente, em indivíduos adultos, uma vez que os esqueletos fósseis que possam suportar ensaios de estádios de vida mais precoces (juvenis) são extremamente raros. Existem contudo algumas premissas que nos permitem saltar para os primeiros tempos de um indivíduo, tendo por base um adulto – de uma forma geral, todo o corpo deve ser mais atarracado, volumetricamente mais arredondado e a extensão da cauda e os comprimentos dos ossos longos dos membros mantêm, relativa e proporcionalmente, a mesma dimensão entre si e entre os diferentes estádios (juvenis e adultos). As diferenças principais centram-se em nível do crânio (sempre mais curto e arredondado) e tronco. (2) Diferentes espécies de lagarto-bico-de-pato (*Hadrosaurus* sp.). © John Sibbick. Além das diferenças fenotípicas, intrínsecas ao indivíduo e aquelas características relativas ao estádio de desenvolvimento, por vezes é necessário ilustrar diferentes espécies do mesmo gênero. Sendo que, para diferentes espécies intragênero, as diferenças morfoanatômicas mais perceptíveis se centram ao nível da estrutura cefálica, o ilustrador pode focar a atenção do leitor precisamente ao nível das cabeças, desenhando somente esta parte terminal do corpo como elemento principal para a diferenciação, diagnose e identificação interespécies.

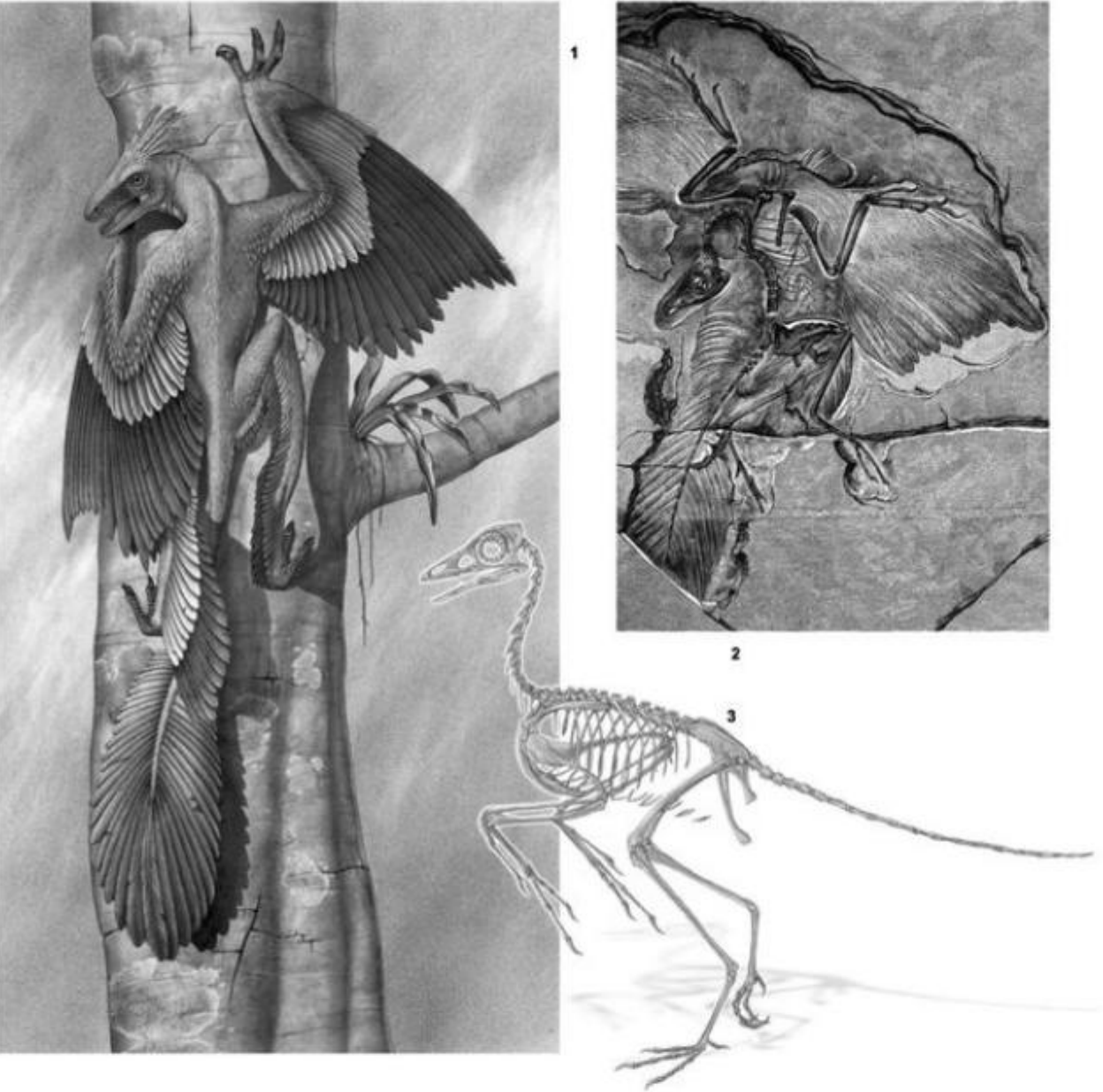



Figura 28.34a AVES Embora o *Archaeopteryx lithographica* seja considerado, pela grande maioria dos paleontólogos, como uma das aves mais primitivas, durante muito tempo considerou-se que era o elo "perdido" entre o grupo de dinossauros e o das aves – ou seja, um fóssil de transição. O certo é que possui muitas características reptilianas, principalmente aquelas dos dinossauros terópodes dromossaurídeos – como as que são exibidas na ilustração do *Microraptor gui* (demonstrativo da estreita relação entre os dinossauros e as aves). (1) *Microraptor gui.* © Xavier MacPherson, Espanha. (2) Reprodução ilustrada da placa pétrea onde foi descoberto o fóssil de *Archaeopteryx lithographica. In:* Félix Bernard,1895. *Éléments de Paléontologie.* Librarie J.-B- Baillière *et* Fills. Biblioteca do Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra (Portugal); imagoteca particular de F. Correia. Muito provavelmente o artista teve por base a fotografia feita em 1880, do espécime alemão encontrado em Berlim, uma vez que a reproduz com grande fiabilidade (note-se a ilustração das penas das pernas, presentes na fotografia, e as quais foram eliminadas na subsequente preparação do fóssil). (3) Ilustração de todos os elementos que compõem o esqueleto da *Archaeopteryx lithographica*, em vista lateral. © F. Correia.

(*Continua*)

(*Continuação*)

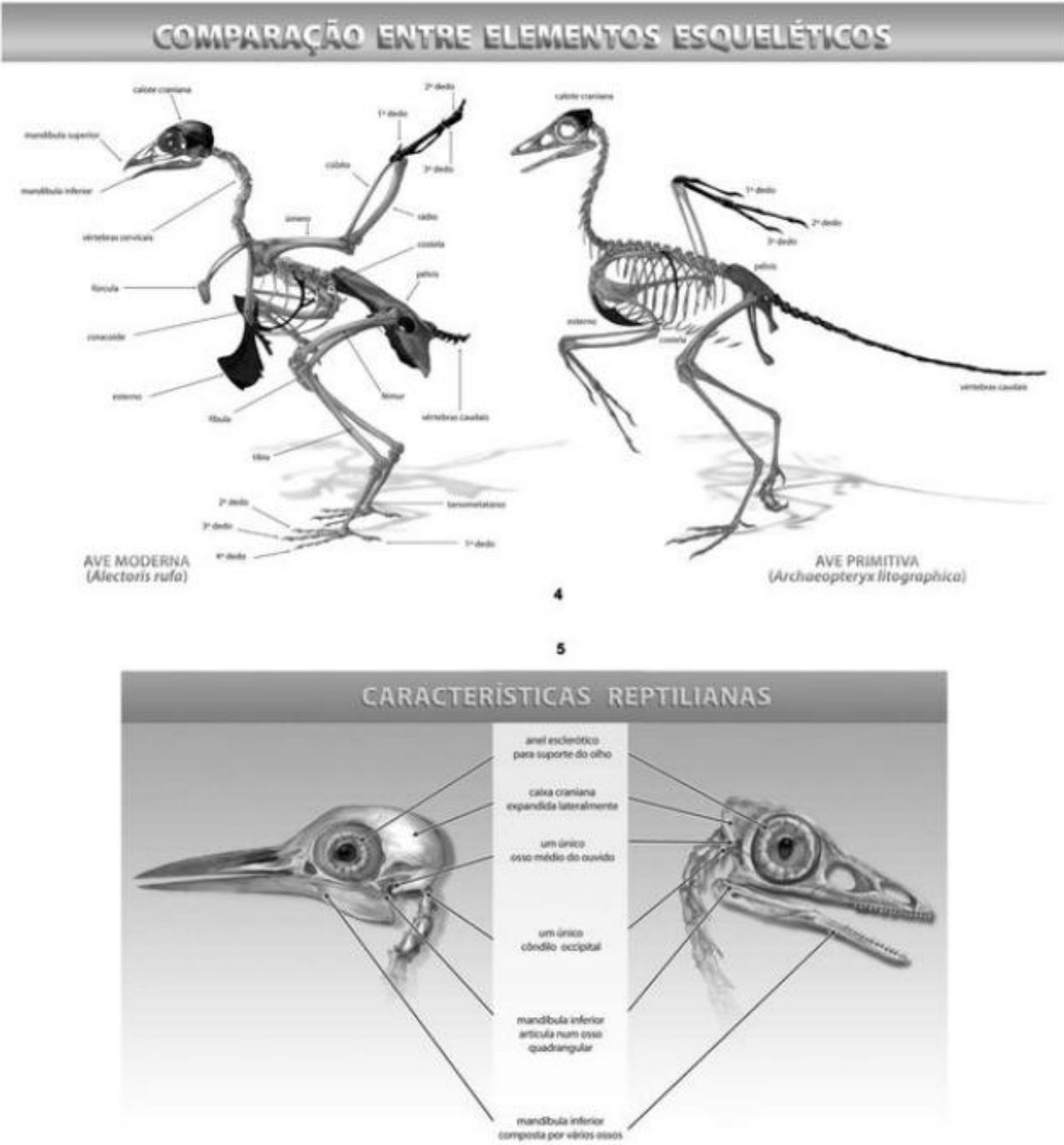



Figura 28.34b AVES Se bem que as ilustrações paleontológicas se servem de imagens de espécimes atuais para, com base na anatomia comparada, preencher graficamente lacunas de informação ainda por desvendar, também é certo que o inverso ocorre. Assim, as reconstruções paleontológicas servem de base para se compreender a atual anatomia e desvendar as sua origens filogenéticas. A sua utilização em diagramas comparativos (diagrama 4 – simétrico igual; diagrama 5 – simétrico invertido, especular ou espelhado) é, cada vez mais, uma prática recorrente. (4) Comparação de estruturas esqueléticas homólogas. © F. Correia. 5. Observação de características reptilianas conservadas no grupo de aves atuais. © F. Correia.

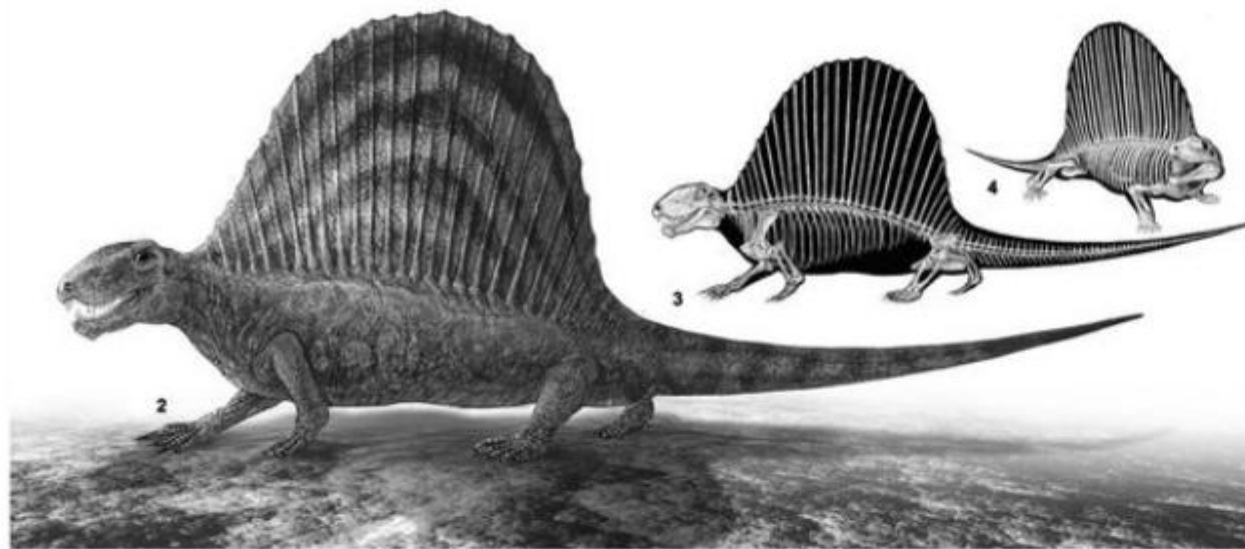



Figura 28.35a PRÉ-MAMÍFEROS (1) "Répteis" do Pérmico, Texas, pintura a óleo por C. Knight (*ca* 1926-1930). © Field Museum #CK45T; Chicago, USA. *All rights reserved*. Quando o artista criou e pintou este mural, a comunidade científica acreditava que se tratavam de répteis e que teriam vivido no Pérmico. Hoje sabe-se que são sinápsideos, do tipo pelicossauro (com dentes próprios para a mastigação e, que ao contrário dos répteis e dinossauros, não engoliam as presas/pedaços inteiros), sendo filogeneticamente mais próximos da linha dos mamíferos, que da dos répteis. A composição inclui espécimes dos herbívoros *Edaphosaurus*, dos *Casea* e do carnívoro *Dimetrodon* – todos formas do Triássico (razão pela qual a pintura não deveria aparecer tão despida de plantas, como a que caracterizaria uma ilustração do Pérmico). (2) Reconstituição *in vivo* de um dimetrodonte (*Dimetrodon*). © F. Correia. (3) Ilustração e composição dos elementos esqueléticos em vista lateral. © F. Correia. (4) Ilustração e composição do esqueleto em vista frontolateral, para observação do posicionamento dos membros e melhor percepção do tipo de locomoção. © Mário Estevens & F. Correia.

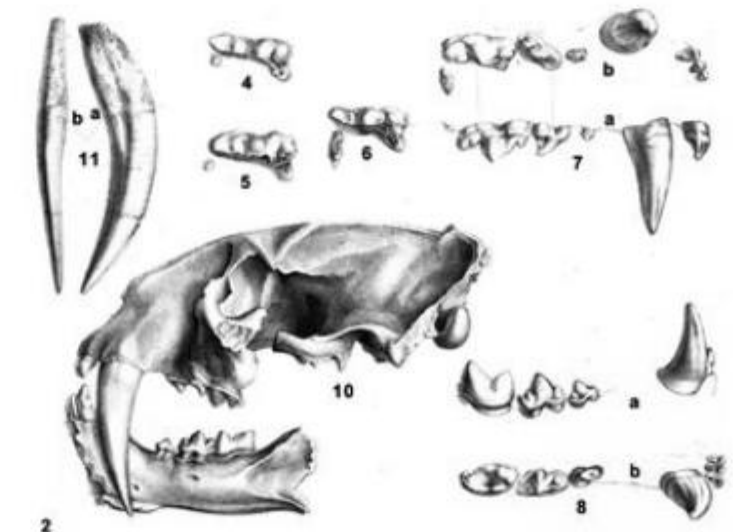
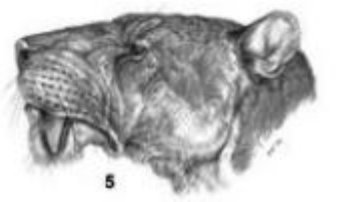



Figura 28.35b MAMÍFEROS Os dentes-de-sabre são, de entre os mamíferos fósseis primitivos, os mais apreciados pelos ilustradores paleontológicos, um pouco por também fazerem parte do imaginário e do fantástico da sociedade atual – e se bem que os restos fósseis também contribuíram para este desenlace, foram as representações vívidas e dinâmicas de Knight, Zallinger ou Burian que maior peso tiveram para a sua divulgação. (1) Reconstrução pleistocênica do Rancho La Brea Tar Pools (California), com vários necrófagos do gênero *Teratornis* à espera que os tigres-dentes-de-sabre (*Smilodon* sp.) se saciem. Pintura a óleo de Charles R. Knight. © The Field Museum, #CK8T; Chicago, USA. *All rights reserved*. (2) Prancha litográfica (parcial) com ilustrações de um crânio e dentes de um tigre-dentes-de-sabre do gênero *Machairodus* (13 a 2 Ma atrás). *In*: F. J. Piquet (1853-57) *Traité de Paléontologie ou Histoire Naturelle des Animaux Fossiles*, Librarie J.-B- Baillière *et* Fills. Paris. Biblioteca do Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra (Portugal); imagoteca particular de F. Correia. Tigre-dentes-de-sabre do gênero *Machairodus*. Reconstrução morfológica (interna e externa), em técnica de lápis de grafite sobre papel, tendo por base, segundo o ilustrador, as espécies *M. giganteus* e *M. palanderi*. 3-5. Reconstituição da morfologia facial. © Velizar A. Simeonovski. 6. Reconstituição corporal *in vivo* de um casal de progenitores. © Velizar A. Simeonovski. A reconstrução facial da cabeça de um dentes-de-sabre começa, tal como nos outros vertebrados extintos, pelo estudo do crânio e dos locais de inserção dos principais grupos de músculos faciais, bem como dos restantes tecidos (adiposo-conjuntivo e/ou glandular) que serão responsáveis por criar a volumetria realisticamente mais aproximada, ao que seria expressa por esse espécime em vida. Só após este ensaio é que a cabeça será revestida, neste caso, por uma camada de pelo mais curto, que a do resto do corpo, e cuja orientação respeita a volumetria do tônus muscular. Além do tamanho diferencial (conforme a localização esteja mais próximo do focinho – mais curto, ou se afaste deste em direção ao pescoço – mais comprido) e da orientação do pelo, há ainda a considerar os padrões de cor da própria pelagem, expressos por áreas mais ou menos contrastadas.

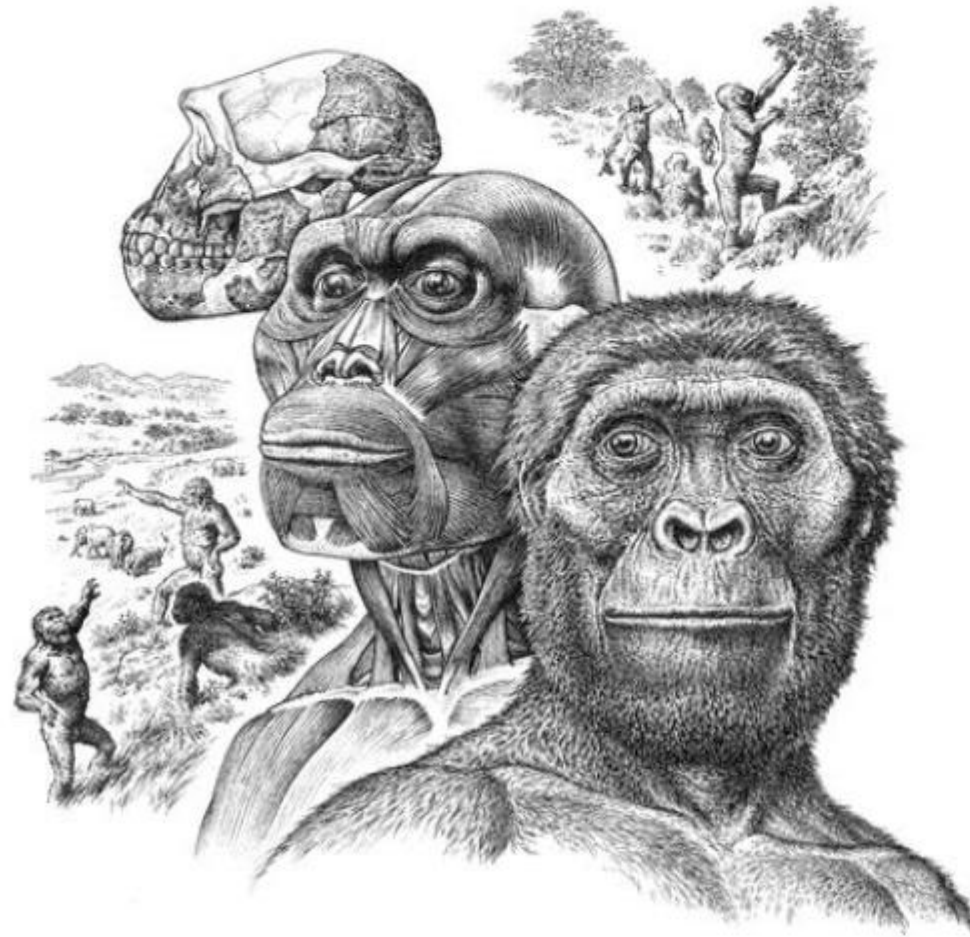



Figura 28.36 Fases para a reconstituição facial de um *Australopithecus afarensis*, do qual se conhece um esqueleto bastante famoso (Lucy); executado em nanquim. © John Sibbick. Com base nos restos fósseis do crânio reconstituído e do que se conhece sobre a inserção dos músculos da cabeça (anatomia comparada entre o Homem e outros primatas), foi possível extrapolar a massa muscular e revesti-la com pele e pelagem. Este hominídeo fóssil grácil, que teria vivido cerca de 3,5 Ma atrás, pouco mais teria que 1,2 m de altura e assumiria uma postura ereta e o bipedismo, como forma de locomoção, sendo maioritariamente vegetarianos – razão pela qual se complementam as imagens centrais, com pequenas estampas alusivas a estas características.

Contudo, este processo não surge originalmente com Matternes. No fundo tratou-se de uma adaptação de uma metodologia similar, só que aplicada à arte escultórica ensaiada há quase três séculos, com os trabalhos anatômicos ceroplásticos do italiano Ercole Lelli, então encomendados pelo Papa Benedetto XIV (oito figuras em tamanho real, seis das quais demonstrando a anatomia e a articulação dos músculos – Miologia – criados em cera colorida, cobrindo sucessivamente os ossos do esqueleto – Osteologia – com os quais estavam correlacionados) e que ainda hoje podem ser apreciados na Câmara de Anatomia da Academia de Ciências (Palazzo Poggi, Bologna, Itália).

E se reconstruir um corpo, de dentro para fora e a partir dos elementos ósseos articulados devidamente, não levanta dificuldades particularmente intransponíveis no caso dos primatas (pela analogia com várias espécies semelhantes e contemporâneas), o caso muda completamente de figura quando a atenção do ilustrador se centra no rosto/focinho. São as feições da extremidade craniana que irão aportar uma maior individualidade ao Homem/hominídeos, ao facilitar a identificação ou o aferir da identidade do indivíduo – e por isso, será aquela em que o artista paleoantropólogo deve trabalhar com mais cuidado. Não devemos esquecer que o rosto dos primatas é enriquecida com todo um conjunto de pequenos músculos (22 pares no Homem) que lhe permitem toda uma combinação de expressões configuracionais e sua tradução em emoções e estados subjetivos (uma verdadeira linguagem de 370 tipos diferentes no Homem atual, segundo o psicólogo Arno Engelmann). A fisionomia e a fisiografia do rosto e a sua posterior reconstrução craniofacial pode ditar o sucesso ou o insucesso da representação do hominídeo ou homem – pois será a área para a qual o leitor irá olhar primeiro (inconscientemente procurando, por condicionamento, aquele primeiro contato visual "olhos nos olhos") e só depois irá explorar a restante figura.

No que toca à reconstrução facial escultórica de restos cranianos de espécimes fósseis da nossa linha filogenética, mas da nossa espécie (*Homo sapiens*), podemos sempre recorrer aos dados biométricos da medicina forense para estimar a espessura média dos tecidos moles faciais destes nossos ancestrais (obtidos em pontos anatômicos de referência predefinidos), ou então recorrer à sobreposição, camada a camada, dos vários músculos já identificados na nossa espécie. Para estas reconstruções tridimensionais, pode utilizar-se o método americano (padronizado em 1962 por Wilton Krogman e tendo como base medidas de espessura tecidual medianas), ou recorrer ao método russo, criado em 1927 por Mikhail Gerasimov, quando das primeiras reconstruções de Neandertais e do Homem de Java (tem como base a modelação individual, um a um, dos diferentes músculos de expressão e mastigação, sobre o suporte ósseo das vértebras cervicais e do crânio). Hoje é cada vez mais comum recorrer-se a uma metodologia híbrida entre ambos para recriar a fisiografia volumétrica do crânio fóssil, com um "aporte" de tecido que atualmente irá reproduzir, com grande fidelidade, como teria sido a fisionomia destes indivíduos – obviamente descurando os pormenores que caracterizam um determinado indivíduo em concreto, isto é, se teria muito cabelo, ou se sofreria de alopecia; se teria olhos azuis, ou de outra cor; muitas ou poucas rugas; a forma das orelhas; se as sobrancelhas seriam muito ou pouco espessas, ou arqueadas, ou próximas; o tamanho da abertura da boca e a forma dos lábios; a forma do nariz; e outros pormenores fenotípicos próprios de cada indivíduo, ou ainda aqueles, como as cicatrizes ou deformações ósseas, infligidos ao longo da vida e de origem externa.

A reconstrução bidimensional *post-mortem* vai beber inspiração e método à reconstrução tridimensional. A americana Karen T. Taylor, na década de 80 (século XX), foi pioneira no desenvolvimento de um método de ilustração reconstrutiva que se apoia essencialmente na metodologia seguida pela escola forense americana, colando sobre os pontos anatômicos referenciais do crânio (desde a arcada supraciliar até ao mento) vários pares de marcadores cilíndricos (dispostos simetricamente), coloridos diferencialmente, e cada um com o comprimento correspondente à espessura média dos tecidos moles naquela área (o conjunto é depois ladeado com uma escala métrica). O crânio, para que a face fique no plano mais frontal, deve ser orientado segundo o plano horizontal de Frankfort, utilizado na craniometria (ou plano olho–ouvido; fazendo coincidir num plano horizontal o ponto mais alto da margem superior do canal auditivo, com o ponto mais baixo da margem inferior da órbita). Utilizando o registro *post-mortem* deste conjunto fotografado à escala (exposição frontal, com iluminação frontoambiental) e com base em dados morfobiométricos antropológicos, todo o desenho reconstrutivo é feito delimitando linhas de contorno e sombras que coincidam com esses marcadores, depois de se sobrepor uma folha de papel semitransparente à fotografia (permitindo representar essencialmente duas normas: frontal e lateral, em consonância com a norma da fotografia). Convém não descurar as diferentes proporções do rosto de criança, juvenil ou adulto (podendo ser necessário efetuar um envelhecimento), ou ainda subordinadas ao gênero (diferenças entre o sexo masculino e feminino).

A reconstrução facial de outras espécies da nossa filogenia, que não a atual, é por defeito especulativamente mais superlativa, pois não existem medidas para os pontos referenciais anatômicos. Por esta razão, estas reconstruções seguem tendencialmente a metodologia russa e é necessário estudar com maior detalhe as zonas de implantação muscular no osso, fazer cálculos e medidas de setores do crânio e, novamente, recorrer à anatomia funcional e/ou comparada (neste caso, com os grandes símios atuais), para estimar a volumetria de massa muscular a aportar ao suporte esquelético.

Um rosto adequado à espécie fóssil, idade e gênero em causa, complementado com um corpo em conformidade, permite alcançar a credibilidade científica necessária (de acordo com "estado de arte" dos conhecimentos científicos da época). Terminada a compleição e forma corporal, resta finalizar a ilustração do indivíduo com base na cor da pele e na maior ou menor extensão da superfície pilosa que caracterizará estes mamíferos. O que a ciência atual nos diz é que à medi-

da que progredimos na evolução humana, desde os primeiros antepassados, passando pelos primeiros hominídeos até à forma atual, observar-se-ia uma regressão gradual dos pelos e, em correlação estreita, um escurecimento da pele. Os primeiros hominídeos seriam formas com o corpo uniformemente coberto de pelos, não muito comprido mas espesso, entre o castanho e o negro, e a sua pele seria concomitantemente clara, ou rosada (tal como acontece nos símios, como o chimpanzé e os babuínos, nas áreas não expostas). Este pelo, tal como nos outros mamíferos selvagens, são a resposta natural a uma proteção à inclemência das intempéries, bem como a arranhões e cortes na própria pele, decorrentes da locomoção por entre matos, na procura diária de alimento (figura 28.37). A alteração do padrão de distribuição de pelos *versus* cor da pele parece ter-se dado já no seio do gênero *Homo*, e mais precisamente acerca de 1,8 Ma, com o *Homo ergaster* (cujas proporções são semelhantes às exibidas pelo povo africano Masai e portanto com o Homem atual) – cuja anatomia parece a adequada para percorrer largas distâncias ante um sol forte, típico das zonas tropicais e subtropicais, e posteriores migrações para fora do continente africano. Devido a este aspecto ambiental e para evitar sobreaquecimento (corporal e encefálico), pensa-se que esta espécie teria desenvolvido um grande número de glândulas sudoríparas (produção de suor), o seu corpo seria dotado de pelos finos e mais esparsos (velo piloso), assumindo o padrão atual de distribuição de pelo. Por outro lado, a sua pele seria já mais escura, denotando uma maior concentração de melanina, no *ratio* adequado à insolação típica daquela latitude (para proteger a pele dos raios ultravioleta e evitar a inativação do ácido fólico necessário para manter a fertilidade das fêmeas, e ao mesmo tempo ser ainda permeável aos raios solares necessários à preciosa síntese de vitamina D). A cor da pele assume assim uma paridade íntima com o padrão latitudinal dos hemisférios (similar ao observado na atualidade, na distribuição da espécie humana). Trabalhos como o dos americanos Matternes e John Gurche, ou da francesa Elisabeth Daynès, são bons exemplos para se observar até onde pode chegar a excelência da paleoarte reconstrutiva, plenamente de acordo com os modernos pressupostos científicos.

A inclusão de espécies de seres de hominídeos fósseis no meio ambiente (nicho ecológico ou hábitat; figura 28.38), ao contrário do que sucede com os dinossauros (centrada em locais próximos de água), é maioritariamente centrada em grandes planícies, ora cobertas de capim (savanas), ora de neve e orlando zonas montanhosas, ou florestadas. Contudo e na maioria das vezes, estas composições são extrapolações artísticas do que se pensa ter sido o modo de vida destes seres, com base nos dados e interpretações que o investigador avança, cientificamente suportados pela análise morfo-osteológica da anatomia comparativa e funcional (dos seus restos ósseos e dentes), o conhecimento que se tem da sua distribuição geográfica e os dados bioclimáticos que caracterizavam o continente onde o achado foi realizado. Para os hominídeos superiores, as maiores evidências surgem, contudo, no interior de grutas e/ou cavernas (onde se têm encontrado os melhores espécimes fósseis), e portanto a representação de núcleos familiares neste meio ambiente de resguardo poderá ser alvo de menores contestações e críticas. Contudo, esta "restrição" espacial é, ao mesmo tempo, extremamente limitativa, por representar apenas uma pequena parte do que poderia ser o relato da sua vida diária, voltada e votada a atividades de maior descanso (coabitação, refeição, manifestações artísticas e rituais funerários) – constituindo assim representações de momentos mais sedentários e "parados". A decisão pela representação de um momento mais dinâmico ou não, mais ou menos especulativo, é, em última instância, dependente da tese que o investigador defende perante o suporte fóssil por ele estudado.

Na representação destes seres existe ainda uma outra particularidade muito importante a observar, para além das características da sua evolução zoológica, e que lhes deve ser distintamente associada – a cultura material (objetos criados e produzidos), para além dos usos, costumes, crenças, ou outros aspectos do grupo social (antropologia social). Aqui, a ilustração paleontológica adentra já no campo da ilustração arqueológica e as ilustrações assim produzidas assumem necessariamente um caráter misto e complementar. A representação de objetos fabricados (para caça, adorno, ou outros fins), segundo os cânones ditados pelos estudos e representações arqueológicas, deve por isso também ser uma das preocupações do paleoilustrador, para que a composição ilustrada não encerre em si, maior nível de erros científicos que aqueles impostos obrigatoriamente pela especulação e extrapolação a que é necessário recorrer (como contramedida a lacunas reconstrutivas ainda por responder cientificamente). A presença de restos cumulativos de pigmentos também descobertos nesses sítios arqueológicos, têm inspirado os paleoartistas a adentrar no campo da arte corporal decorativa (pinturas sobre a pele, mais ou menos extensivas, ou adornos materiais, como fitas, colares, outros) já ao nível dos Neandertais, mais ainda quando a pilosidade regride evolutivamente (abrindo campo à pele enquanto "tela" ou "canvas") e, por outro lado, a cultura material e interação social assumem um crescendo evolutivo. O indivíduo social (gregário) representado, já não só se diferencia pelas suas características físicas (naturais ou infligidas, como as cicatrizes), como ainda potencia a sua marca pessoal e diferencial, no seio do grupo, pelo adorno personalizado do seu corpo (respondendo tal, ou não, ao acentuar da hierarquia social).

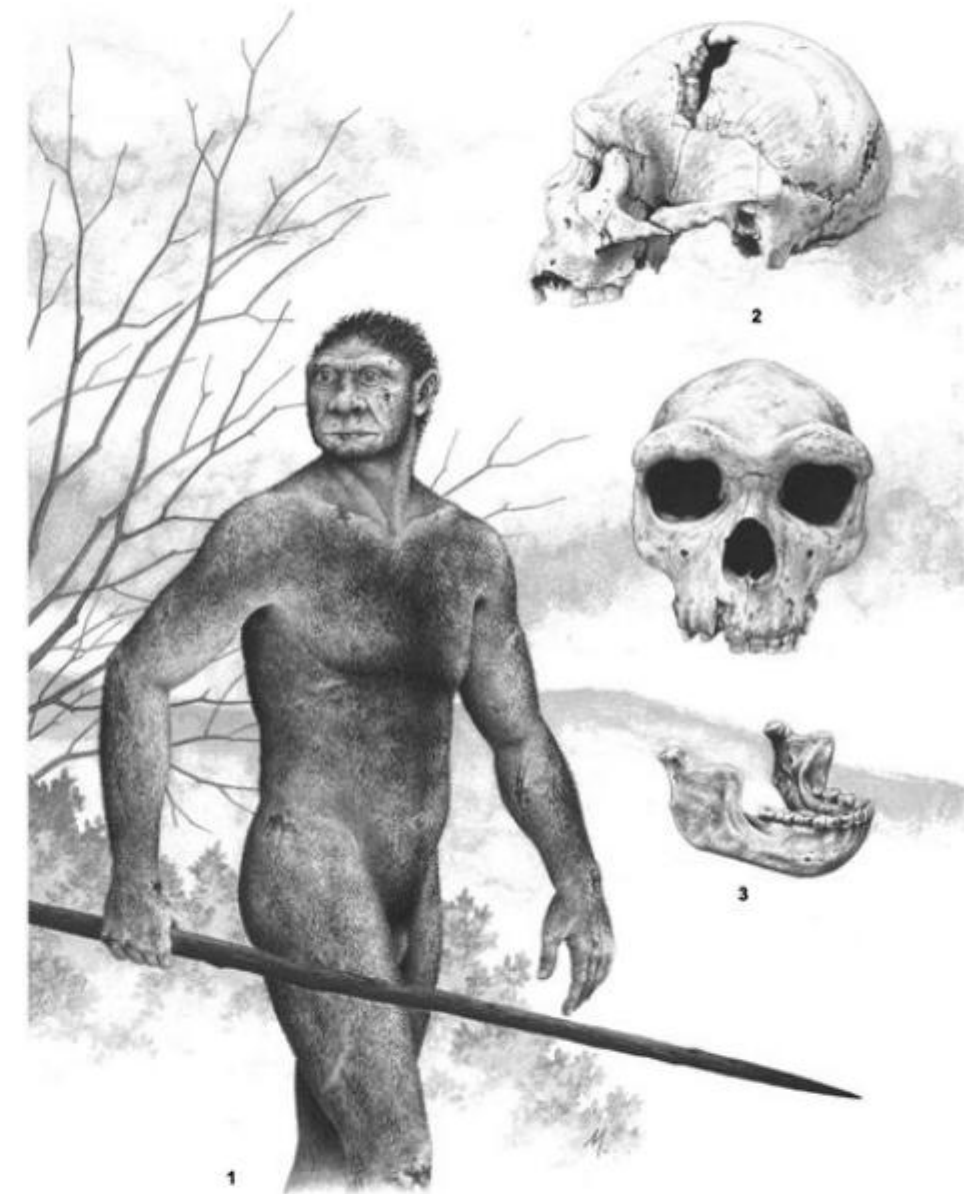
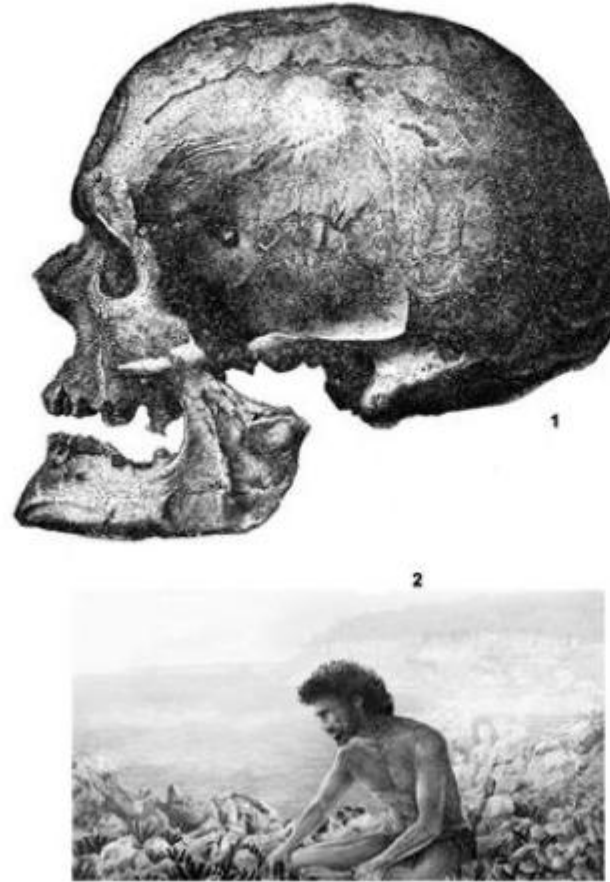



Figura 28.37 O *Homo heidelbergensis* viveu na Europa, e também na África entre 600 000 e 250 000 anos atrás. Com uma estatura média de 1,8 m e cerca de 90 kg de peso era, entre os arcantropianos fósseis conhecidos, um ser de elevada corpulência física, fruto de uma vida sujeita a enormes esforços físicos – rivalizando apenas e muito provavelmente com a subespécie a que, pensa-se, deu origem: *Homo sapiens neanderthalensis*. (1) Reconstituição de um macho de *Homo heidelbergensis*, um dos europeus mais antigos conhecidos; aguarela. © Marcos Oliveira. (2-3) Crânio em vista lateral (Atapuerca 5, Espanha) e frontal (Broken Hill 1, Zâmbia), com mandíbula inferior (Mauer 1, Alemanha); aguarela. © Marcos Oliveira.

Figura 28.38 A descoberta de cinco esqueletos humanos fossilizados, em 1868 e na caverna de Cro-Magnon em Dordogne (França), fez com que esta gruta acabasse por batizar esta nova variante pré-histórica do homem moderno (*Homo sapiens sapiens*), no Paleolítico Superior. O Homem de Cro-Magnon, de proveniência multirregional ou africana, teria chegado à Europa onde acabaria por se estabelecer e dominar (durante bastante tempo coexistiram com os Neandertais), entre 45 000 e 10 000 anos atrás. Com uma cultura material avançada e rituais/sentimentos religiosos/fúnebres já elaborados, deixaram vários e imponentes vestígios – como a arte rupestre. Em Portugal e no período Mesolítico, deram origem aos chamados Concheiros, inicialmente descobertos por Carlos Ribeiro (conhecido como o "pai" da Paleontologia portuguesa), em 1863 (concheiros de Muge). Os concheiros são "colinas" artificiais erigidas por comunidades de caçadores-recoletores (Cro-magnon's) e que aí se instalavam sazonalmente, alimentando-se de moluscos (gastrópodes e bivalvios). Durante muito tempo, os concheiros foram vistos como simples vazadouros, em utilizações sucessivas, porém mais tarde descobriu-se também funcionarem como locais privilegiados de tumulação ritual (com a deposição ritual de conchas sobre os restos fúnebres). Os concheiros de Muge são das mais importantes estações pré-históricas, tendo albergado cerca de 300 esqueletos. (1) Ilustração do crânio 1 de Cro-magnon, reproduzida em litografia. *In:* Félix Bernard ,1895. *Éléments de Paléontologie.* Librarie J.-B- Baillière *et* Fills. Biblioteca do Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra (Portugal); imagoteca particular de F. Correia. (2) Cro-magnon dos Concheiros do Vale do Tejo. © F. Correia.

Representação *In Vivo*

Para se restaurar a aparência em vida e ilustrar com credibilidade e o máximo de rigor científico uma planta ou um animal não humano, de modo a que ele possa contar a sua história enquanto indivíduo ou espécie, o primeiro passo consiste em compilarmos e interiorizarmos o máximo de informação descritiva e visual sobre ele (ou outros similares, e com os quais possa ser comparado morfológica ou anatomicamente). Regra geral, raras vezes são obtidos fósseis que abarquem todas as componentes que formaram o indivíduo, pelo que é quase certo que o ilustrador terá que reconstituir graficamente espécimes a partir de várias fontes (com clara preferência para outros fósseis, do que para outros registros desenhados).

Adultos

A ilustração de vertebrados, dada a vasta diversidade em número, forma e posição das várias peças que compõem o esqueleto fossilizado, representa um dos exercícios reconstrutivos mais interessantes. O esqueleto, enquanto referência única e real, representa assim o ponto de partida desta maratona gráfica. Tal como num corpo real, será esse esqueleto que providenciará o importante suporte para a interpretação de como esse animal seria em vivo (em corpulência, silhueta e forma), bem como quais seriam as suas limitações ou características mais distintivas (qual seria o tipo de alimentação, de locomoção e de velocidade máxima, de comportamento, ou outros). Para poder iniciar o seu trabalho gráfico, o ilustrador tem que se familiarizar com a

anatomia básica dos vertebrados (embora sejam variações do mesmo modelo-base, torna-se necessário saber identificar/localizar os vários ossos que compõem e constituem o esqueleto).

Pose

Uma boa ilustração paleontológica reconstrutiva deve começar por completar e restaurar visualmente os elementos esqueléticos em falta (caso existam parátipos onde ir buscar os ossos perdidos, p. ex.) e ao mesmo tempo eliminar artifícios resultantes de compressões mecânicas (como a que ocorre lateralmente nos peixes, p. ex.), ou ainda sequelas de traumas provocados por doenças, lutas, ou ataques de predadores. Antes de encetar este trabalho, minucioso e sistemático, é imperativo determinar a pose em que o animal será representado, pois só assim se conseguem representar todas as estruturas ósseas, na exata volumetria e configuração tridimensional, sabendo a que parte corporal corresponde, onde encaixa, articula ou sobrepõe, e se exibe orifícios (forame) identificá-los funcionalmente. Por outro lado, na falta de várias dessas peças esqueléticas, a pose pode ser escolhida em função a poder mascarar essa lacuna. A simetria bilateral é uma característica dos vertebrados que corre a favor do ilustrador, permitindo preencher lacunas osteológicas entre as duas metades do corpo através da cópia de peças e sua inversão em espelho (*flip* horizontal). Esta é uma fase em que o acompanhamento contínuo dos investigadores paleontólogos é essencial.

O esqueleto deve refletir a postura e a orientação típica, isto é, ereta e bípede (como as aves; *ex. Oviraptor*) ou quadrúpede (como a maioria dos mamíferos; *ex. Brachiosaurus*) ou ainda híbrida, com dinossauros que foram bípedes facultativos (como o *Iguanodon*). Sempre que possível, devem executar-se múltiplas vistas do esqueleto completo – lateral, dorsal, frontal ou posterior – que servirão de "molde" para melhor ajustar a volumetria à real corpulência que o animal teria exibido em vida, conferindo-lhe assim um aspecto vívido e esteticamente interessante, mas também graficamente credível e cientificamente rigoroso (figura 28.39).

As visitas a Museus ou Exposições, com o visionamento dos espécimes fósseis ou réplicas, permitem um primeiro contato do ilustrador com uma composição osteológica possível para o esqueleto da espécie que pretende representar, incorporando ainda as noções de dimensão e escala (tendo-se a si próprio como referência). Por outro lado, estas mostras representam uma oportunidade imperdível para a obtenção de preciosas referências, quer seja através de esboços ou recorrendo a material de captação de imagem (fotografia e/ou câmara de vídeo). Outra fonte importante tem a ver com o estudo de trabalhos gráficos de outros paleoilustradores, como Robert Baker, John Sibbick, Raul Martin ou Gregory Paul, cujos restauros ilustrados transpiram uma fundamentação científica cuidada (nas dimensões esqueléticas, reconstruções musculares e interpretação de poses). Por fim, a análise criteriosa dos primeiros esboços por um paleontólogo com formação em morfologia funcional (estudo de como um organismo, ou suas estruturas internas, funciona enquanto sistema vivo, criando limites de razoabilidade entre forma e função) é uma grande valia para um ilustrador, já que com base nos estudos da arquitetura óssea permite, por exemplo, corrigir a pose para uma mais típica em função da espécie ou de um modo determinado de locomoção (passo, trote ou corrida, fornecendo ao ilustrador pistas sobre limites de velocidade a imprimir na representação desenhada).

Figura 28.39a Estudo de pose para o lagarto-estranho (*Allosaurus fragilis*), com vários ensaios gráficos 2D para determinação da melhor postura, capaz de sustentar a reconstrução *in vivo* mais vívida e natural. © F. Correia. Depois de um estudo e desenho preliminar dos vários tipos de ossos, que compõem o esqueleto completo e suas articulações (estudo da cabeça, p. ex.), a maioria dos ossos foi desenhada, pintada e guardada individualmente em *layers* editáveis de programa/*software* de edição (Adobe Photoshop). Se bem que inicialmente seja um método mais trabalhoso, posteriormente permite criar diferentes posturas do esqueleto (numa mesma norma), com um menor dispêndio de esforço, efetuando pequenas rotações (ao longo do eixo "y") plausíveis ao nível das principais articulações (dentro da máxima de amplitude suportada pela biomecânica dos elementos esqueléticos e tendões). Para uma maior plasticidade e poder criar/trabalhar todas as vistas possíveis (eixos y, x e z), o paleoilustrador deve migrar para aplicações 3D (imagens de síntese).

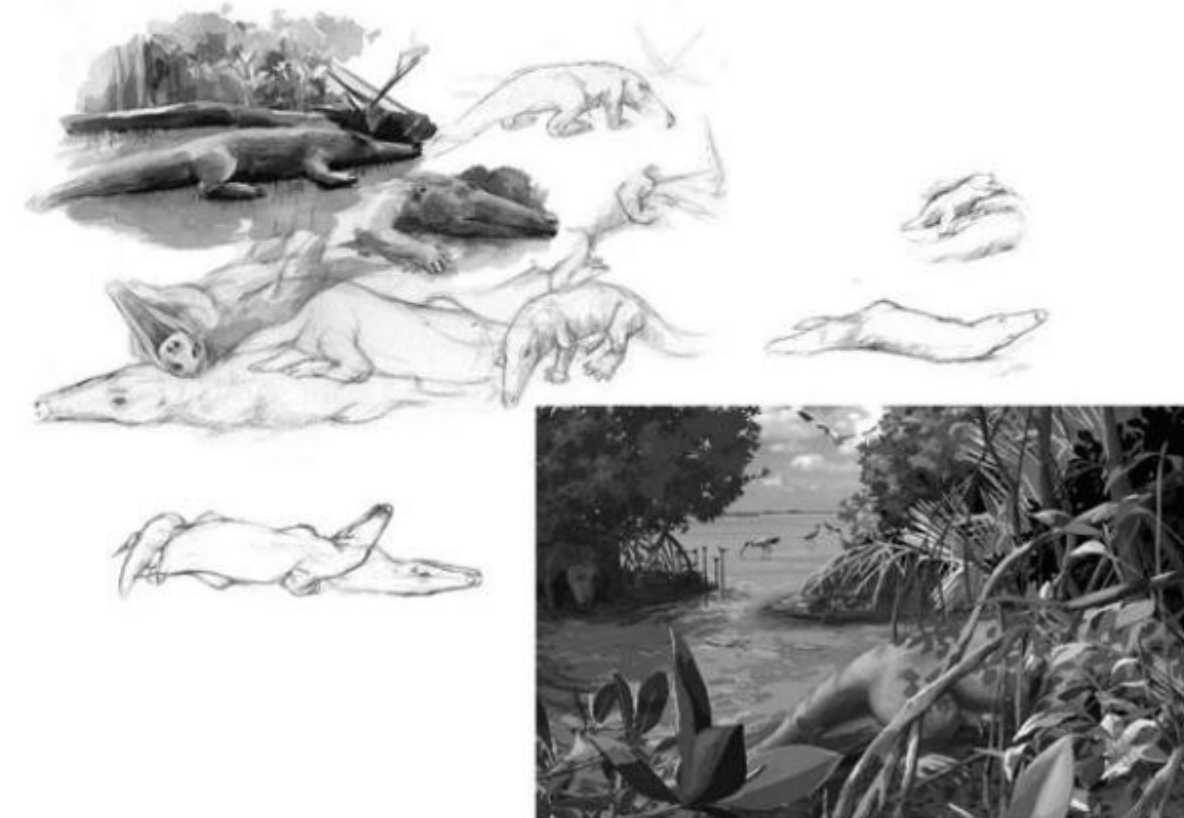
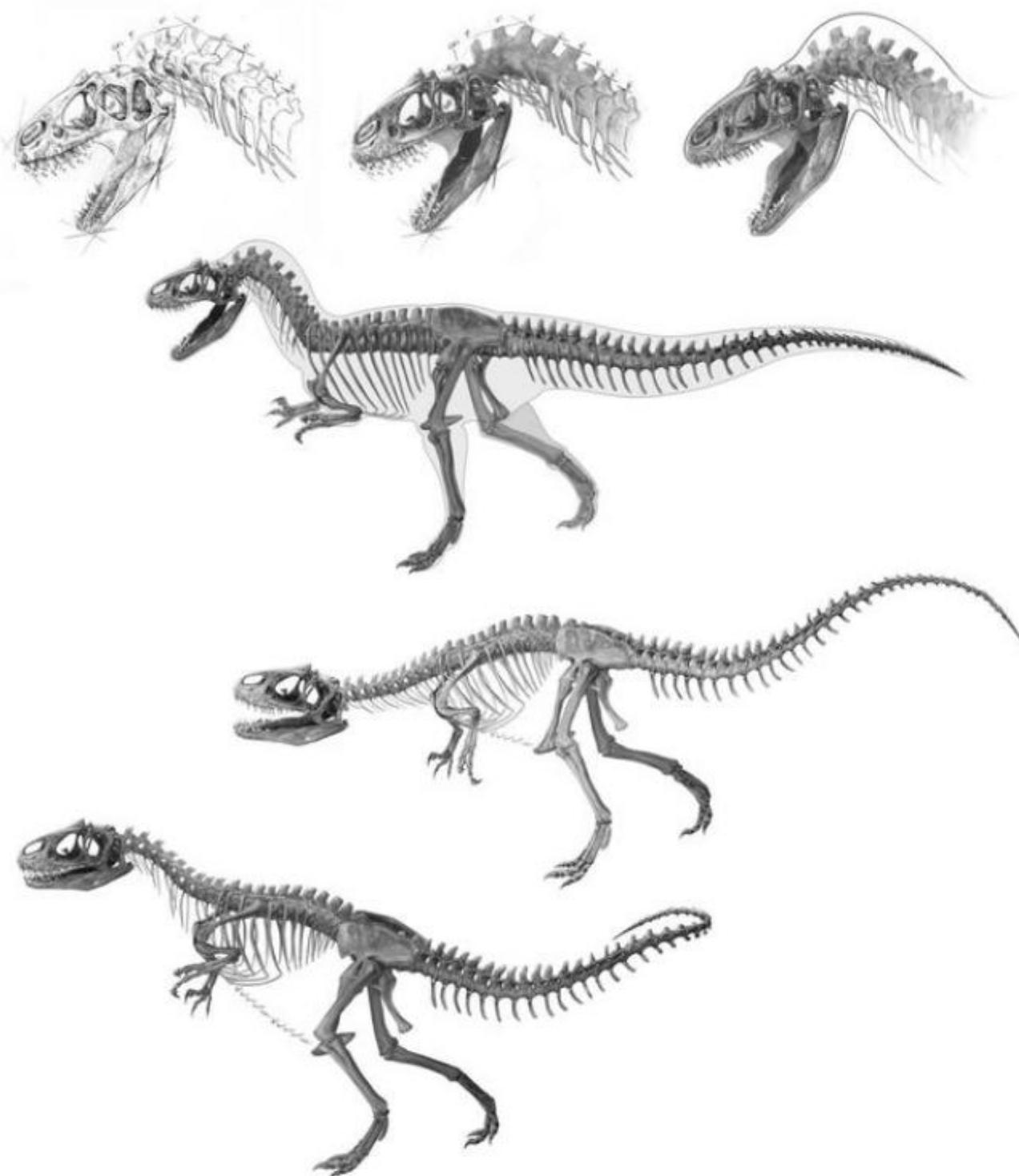
(*Continua*)

(*Continuação*)

Figura 28.39b Estudos de pose para uma comunidade familiar – progenitores e crias – de baleias-ambulantes (*Ambulocetus natans*). © Jeannette Rüegg. Este mamífero primitivo é o ancestral eocênico dos cetáceos modernos (baleias e golfinhos). Vivendo na proximidade de ambientes aquáticos (como deltas e estuários), pensa-se que já era um nadador exímio. Assim, o paleoilustrador, além de se reportar ao ambiente em causa, procurou investir mais na pose do animal em si (muito similar à de uma lontra moderna) enquanto em solo seco, ensaiando diferentes atividades (como períodos de relaxamento/repouso, contato progenitora-cria, outros), expressos em traços simples, pincelados a aquarela, na tentativa de se acomodar à forma e aos limites estruturais e biomecânicos da mesma, antes de avançar para arte-final, criada numa aplicação informática (*software*).

Estes mesmos dados também suportam estudos de biomecânica (elasticidade e força dos esqueletos articulados com a função do movimentos), aspectos que permitem também obter uma ideia aproximada da expressão e distribuição da massa corporal ao longo do corpo, bem como da localização do centro de gravidade e do uso funcional de contrapesos dinâmicos. Por exemplo, o *Brachiosaurus* (que em vida era dotado de um magnífico corpo que podia chegar às impressionantes 60 toneladas de peso) exibe um tronco musculado e maciço, retangular, suportado por ossos fortes e grossos, e umas pernas musculadas, cilíndricas e de aspecto colunar, pouco flexíveis, com dedos reduzidos ou inexistentes (como os elefantes) – desenhadas para poder sustentar firmemente todo aquele peso maciço – e, por conseguinte, teria um baixo desempenho no que se refere à velocidade. Já o *Tarbosaurus* ou o *Alosaurus* teriam pernas anteriores muito robustas e musculadas, cônicas e mais flexíveis, pois assumia uma posição bípede (embora as anteriores sejam reduzidas e praticamente sem função aparente), próprias para pequenas corridas ou a velocidades médias. Já o *Oviraptor* com as suas pernas anteriores delineadas com uma estrutura típica dos galináceos ou das avestruzes, desenhadas para corridas a altas velocidades, bem mais flexíveis e dotadas de longos e articulados dedos, seria o velocista deste grupo de dinossauros. As caudas eretas, que até há poucas décadas atrás era representada ao arrastar pelo chão (em ilustrações e mesmo nos esqueletos dos espaços museológicos), são hoje desenhadas como contra-

pesos (imprescindíveis no equilíbrio dos pescoços longos), ou contrabalanço (acentuam a agilidade do salto – como os cangurus – ou permitem ainda o curvar repentino, em espaços apertados – como as chitas, Acinonyx jubatus). A coadunação harmoniosa entre a pose, a ação e a funcionalidade anatômica são parâmetros que devem ser constantemente optimizados numa ilustração paleontológica reconstrutiva de seres móveis.

Por outro lado, outras disciplinas mais recentes, como a icnologia (estudo dos trilhos e pegadas fósseis), vieram recentemente dar uma grande ajuda. Um exemplo interessante surge nos *Triceratops*, em que os ossos incidentes sobre o úmero (membro anterior) apontam, por anatomia comparada, para uma pose e locomoção típica dos dragões de Komodo (osso em posição horizontal), embora essa interpretação seja contrariada pelo estudo icnológico de uma trilha de pegadas destes animais, que indicia para uma locomoção próxima de um rinoceronte (úmero em posição mais vertical). Assim, a hipótese mais consensual implica uma locomoção mista, com o úmero em posição intermédia (oblíqua), fato este que se deve traduzir numa imagem necessariamente congruente. Todos estes aspectos devem ser tidos em consideração e ponderados quando da execução do desenho preliminar de pose para o esqueleto e, sempre que possível, o espécime deve ser representado com a boca aberta, de modo a exibir a sua dentição distintiva (o que nos permite reforçar o comportamento e o diagnóstico identificativo da espécie/grupo).

Esqueleto

Estabelecida a pose e listados todos os parâmetros a respeitar, a reconstrução esquelética deve iniciar-se em vista lateral e pelo esqueleto axial (coluna vertebral), dispondo as várias vértebras (cervicais, dorsais, vértebra sacral e caudais) na sequência ordenada e números corretos, bem como respeitando a forma e a altura das apófises espinhosas (prolongamento laminar da face dorsal), ou ainda das apófises transversais (figura 28.40). Por outro lado, entre as vértebras verifica-se um *continnum* progressivo de forma e conformação, pelo que faltando alguma, a sua arquitetura, volume e dimensão pode ser inferida por estimativa entre a que a precede e a que a sucede no imediato. Como se sabe, os elementos cervicais, dorsais e caudais não estão nem soldados, nem justapostos, já que existe tecido conjuntivo (discos ou anel fibroso) entre cada peça, para permitir a movimentação rotacional. O máximo espaço possível entre vértebras é ditado pela junção das apófises articulares entre duas vértebras. Assim, cabe ao ilustrador intervalar cada vértebra com um pequeno espaço em branco, o qual pode desaparecer visualmente conforme seja a escala em que o esqueleto está sendo desenhado (dando a ilusão que são justapostas). As vértebras sagradas (ou sacral) estão fundidas, marca o lugar da pélvis, composta por três ossos, do lado direito e também do lado esquerdo (cintura pélvica) – o *ilium* (dorsal), o *pubis* (ventral) e o *ischium* (ligado aos dois primeiros). Regra geral, a extremidade posterior da última sagrada deve coincidir com a extremidade mais posterior do *ilium*. O orifício central formado pela junção deste três ossos, mostra o local de articulação do fêmur, que articula com os restantes ossos longos que compõem o membro posterior (cada qual com uma amplitude de encaixe angular em concordância com a pose/movimento). Sobre cada uma das vértebras dorsais devem desenhar-se as costelas, encaixando-se nas vértebras torácicas do conjunto das dorsais, ao nível e por baixo das apófises transversais – o seu conjunto ditará a forma da caixa torácica. A omoplata, sendo flutuante sobre a metade anterior da caixa torácica e articulada apenas com tecido conjuntivo (não fossilizável), é o osso que mais problemas traz no que respeita à sua localização (com exceção das tartarugas fósseis, em que funde com a carapaça, onde a depressão encontrada desta, marca a localização exata), a qual deve ser estudada e comunicada pelo paleontólogo. Sobre esta encaixa o coracoide, formando a cintura escapular, onde irá articular o úmero, que por sua vez articula com os restantes ossos longos que compõem o membro anterior. Na extremidade das vértebras cervicais, o crânio articula com a última das vértebras heterólogas, o atlas (logo a seguir do áxis). Este processo sistematizado deve ser repetido para, pelo menos, o desenho da vista dorsal do esqueleto (figura 28.29b).

Tecido Muscular e Adiposo (Volume)

O passo seguinte será o de reconstituir *grosso modo* a musculatura, atendendo aos grupos de músculos principais que ao longo da evolução dos vertebrados se têm mantido, fato evidenciado também pela elevada consistência nos padrões de inserção do tecido conjuntivo e tendões no osso (figura 28.41a-b). As grandes massas musculares situam-se ao nível dos membros (cinturas pélvica e escapular), eixos cervical e caudal.

Deve-se ter especial atenção ao desenho das massas musculares que devem estar contraídas (mais curto e seção transversal média grossa; em conjunto aumentam o volume) e quais em descanso (músculo no seu maior comprimento, de seção transversal mais fina), em plena concordância com a pose que se deseja representar. A presença de camadas de gordura e a estimativa da sua localização (região ventral, coxas e região caudal mais anterior) permitirá ainda suavizar o tônus muscular e conferir ao corpo uma menor rigidez geométrica da forma (hiperbolizado). Algumas normas empíricas de observação prática devem ser aplicadas nesta altura, nomeadamente o fato de os herbívoros apresentarem um abdômen mais pronunciado (por causa do maior desenvolvimento do sistema digestivo e do processo digestivo de grandes quantidades de material vegetal de que se alimentam), enquanto os carnívoros apresentam uma fisionomia mais elegante, sobretudo quando estão com fome, ou em plena forma física para as caçadas.

Revestimento (Textura do Tegumento)

Um dos últimos passos será a recriação da textura do revestimento que recobre a pele e, atualmente, já é conhecido um grande número de impressões de espécies de vários grupos de dinossauros (quase sempre de várias partes do corpo, com exceção da cabeça). Geralmente as escamas são descritas como achatadas (não carenadas) e de natureza não óssea, desenhadas em forma semi-hexagonais e com tamanhos variáveis (as maiores estão rodeadas por uma fiada de outras mais pequenas, formando ilhotas num mar de pequenas escamas), perfiladas numa disposição em mosaico e sem sobreposição entre elas. As pregas gulares, logo abaixo das mandíbulas, seriam também uma constante, tal como as cristas, placas ou espinhos moles (algumas dos quais estariam recobertas com queratina muito dura). Em animais de maiores dimensões também é de esperar a existência de dobras/pregas de pele nas zonas onde esta está sujeita a constantes estiramentos e contrações, como sejam as áreas de inserção dos membros, flancos do ventre, na base do pescoço, cauda e zona da cloaca. Tendo em conta a sua funcionalidade, é pouco provável que estivessem revestidos por grandes escamas ou estruturas rígidas (como espinhos ou placas dérmicas). Atualmente julga-se que os espinhos ou placas ósseas de maiores dimensões poderiam exibir uma dimensão final que chegaria ao dobro do comprimento da placa óssea (devido ao revestimento córneo).

O revestimento da pele por penas, protopenas e pelos começa a ter cada vez mais apoio nas evidências encontradas no registro fóssil dos dinossauros carnívoros, os mesmos que deram origem às aves (figuras 28.42 e 28.43). Os terópodes mais evoluídos desenvolveram um revestimento que lhes permitiu algum tipo de isolamento térmico, para melhor conservarem a sua temperatura interior e uma funcionalidade imediata (autônoma do meio externo, por conservação do calor metabólico), própria dos animais endotérmicos. O aspecto desse revestimento filamentoso varia com o tipo de animal, podem ir de um simples pelo a penas complexas, embora a maioria dos terópodes não avianos mais derivados apenas possuíssem alguns pelos ramificados, ou protopenas rudimentares. Alguns revestimentos seriam parecidos com o de certas aves primitivas (p. ex. as ratites, como o kiwi e as moas), constituído por penas eriçadas e filiformes, do que com as penas complexas e funcionalmente muito diversas das aves modernas; tal especialização e diversidade poderá ter ocorrido posteriormente, no próprio grupo das aves, essencialmente como resultado das adaptações ao voo (não deixa de ser curioso constatar que nas aves que evolutivamente perderam a capacidade de voar, a maioria das penas que as revestem "regridem" ao aspecto filiforme – ainda que algumas mantenham uma estrutura mais complexa, essencialmente para o desempenho de rituais nupciais). Para a ilustração de patas, unhas/garras e bicos córneos, olhos e pálpebras/membranas também se encontram boas referências nas aves contemporâneas de maior porte (em grupos como as abetardas, casuares, emas e/ou avestruzes), especialmente quando se pretende desenhar espécies de ornitomimídeos e os hipsilofodontídeos.

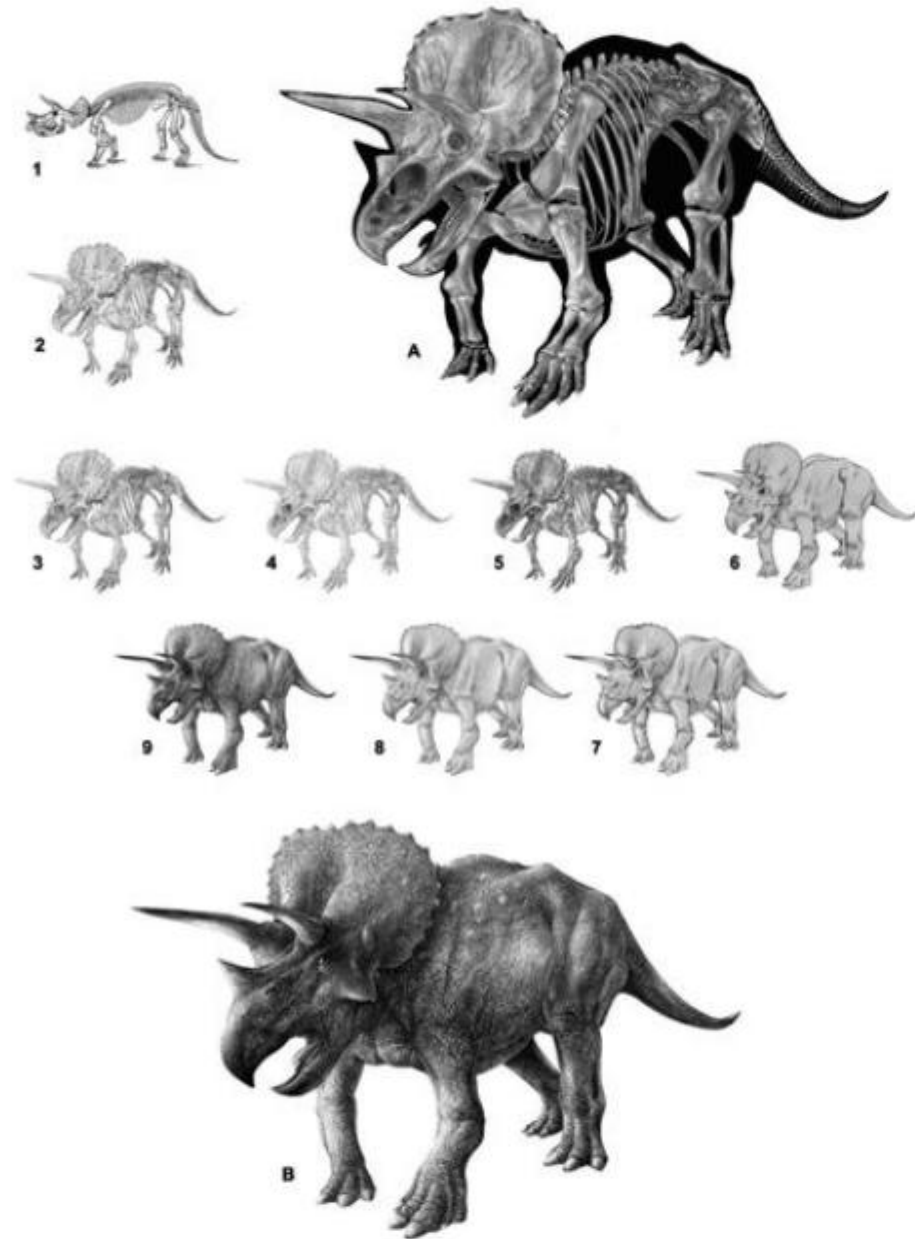



Figura 28.40 (1) Reconstrução do esqueleto de *Triceratops prorsus* (1), publicada por Marsh (1890) e evidenciando o peso do tempo (p. ex. no arrastar da cauda). *In:* Félix Bernard ,1895. *Éléments de Paléontologie.* Librarie J.-B- Baillière *et* Fills. Biblioteca do Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra (Portugal); imagoteca particular de F. Correia. Alguns investigadores sugerem que, muito provavelmente, esta espécie extinta de ceratopsídeos do Cretácico pode ser sinonimizada com a espécie *T. horridus* (A – esqueleto; B – reconstituição *in vivo*), também descrita por Marsh, mas um ano antes. (2-9) Reconstituição de todo o esqueleto de um adulto, com escolha de uma pose frontolateral, de modo a exibir o maior número de ossos possível, a caracterização morfosteológica, sua configuração, volumetria e articulação espacial. A boca entreaberta, permite representar toda a dentição (número, forma, orientação e disposição dos dentes). Após estudo e composição dos ossos/esqueleto na pose pretendida, o preliminar de traço (2) é trabalhado de modo a criar a volumetria (3) e, posteriormente, diluir a força contrastante do traço de contorno (4). O resultado é depois melhor contrastado, no todo, mimetizando a textura óssea (5), a que se adiciona uma silhueta a negro (A). Com base na silhueta e os conhecimentos de mioanatomia o animal é reinterpretado em termos de corpo (6), volumetria (7 e 8) e revestimento/tegumento (9), de modo que a reconstrução final (B) pareça plausível e credível. © F. Correia.

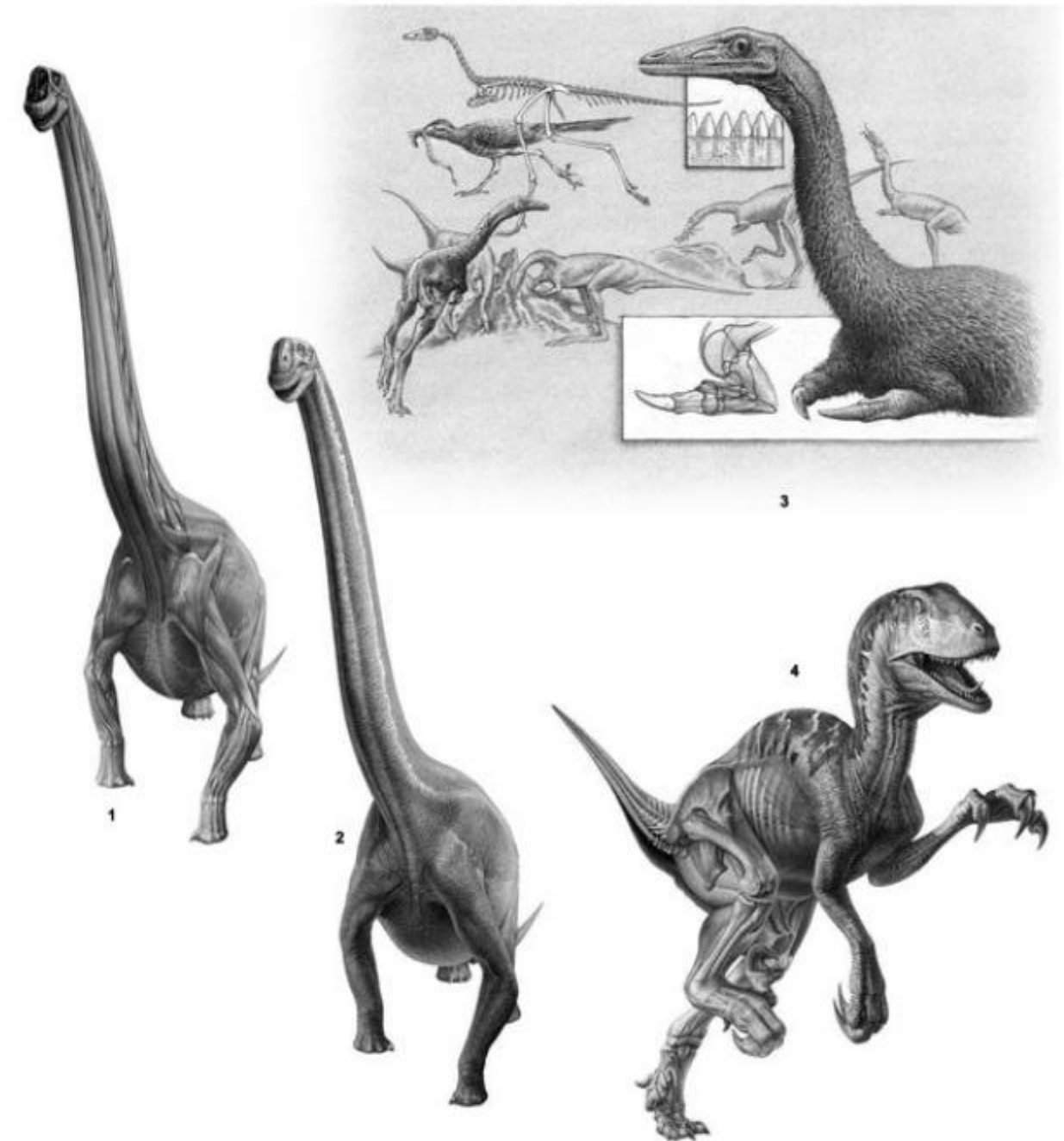



Figura 28.41a Um ilustrador paleontológico deve munir-se de conhecimentos sobre tipos de musculatura, maior ou menor extensão do tônus muscular, grupos de músculos (1 e 2), zonas de inserção às placas óssea, bem como das principais áreas de ligamentos de tração (4). Para o ensaio de movimento/locomoção de um corpo, muitas vezes recorre-se a extrapolações comparativas por observação direta de animais similares (independentemente das dimensões relativas; (3) ou indireta, como fotografias ou documentários filmados. Pequenos apontamentos gráficos de anatomia (p.ex.: dos membros); (3 e 4) permitem ao leitor tomar consciência do tipo, amplitude de movimentos e funcionalidade mecânica dos membros. (1-2) *Brachiosaurus* – reconstituição da massa muscular *vs* revestimento/tegumento. © John Sibbick. (3) *Mononykus* (© John Sibbick). Ensaios gráficos para locomoção (em superfícies planas), funcionalidade anatômica (da única garra, que lhe dá o nome) e hábitos predatórios (insetos, pequenos répteis e mamíferos). (4) *Deinonychus* (© John Sibbick). Sistema de tendões e músculos responsáveis pela ativação da "terrível garra", que atuava como uma foice.

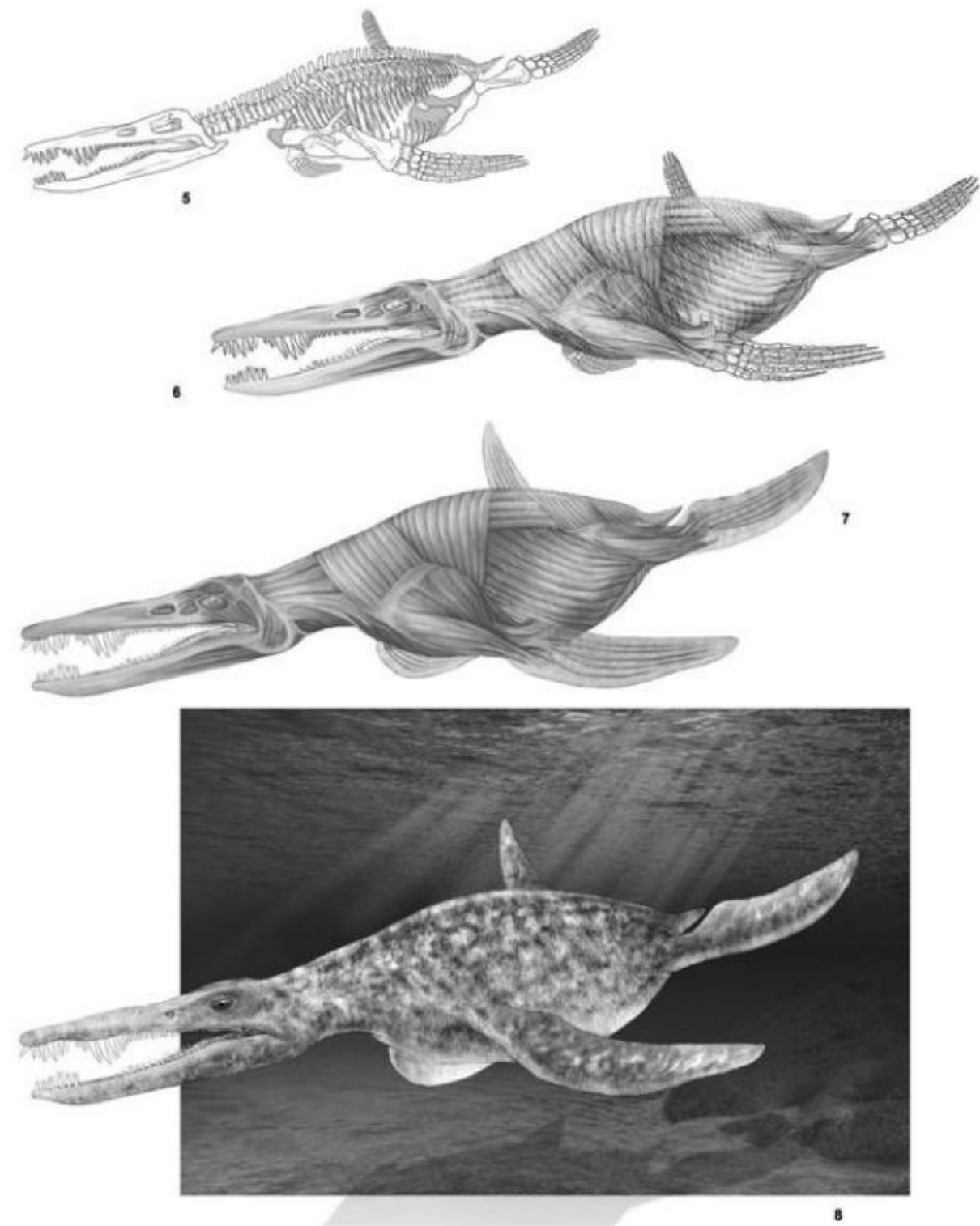
(*Continua*)

(*Continuação*)

Figura 28.41b (5-8) *Liopleurodon ferox* (© F. Correia). Passos sistemáticos para reconstituição *in vivo* deste temível predador marinho – estruturação da pose e do esqueleto, da composição e da volumetria muscular, determinação da silhueta e do tegumento, com criação de padrão tegumentar e inclusão final do animal em hábitat típico.

Figura 28.42 Reconstituição *in vivo* de um terópode dromessaurídeo da espécie lagarto-pequeno-ladrão (*Microraptor zhaoianus*), executado em técnica mista. © John Sibbick. Este foi o primeiro fóssil de dinossauros que forneceu pistas aos investigadores que alguns terópodes teriam hábitos de vida nas árvores – pelo que este é um elemento, mesmo que a título sugestivo (ver tronco), que obrigatoriamente deve integrar a composição.

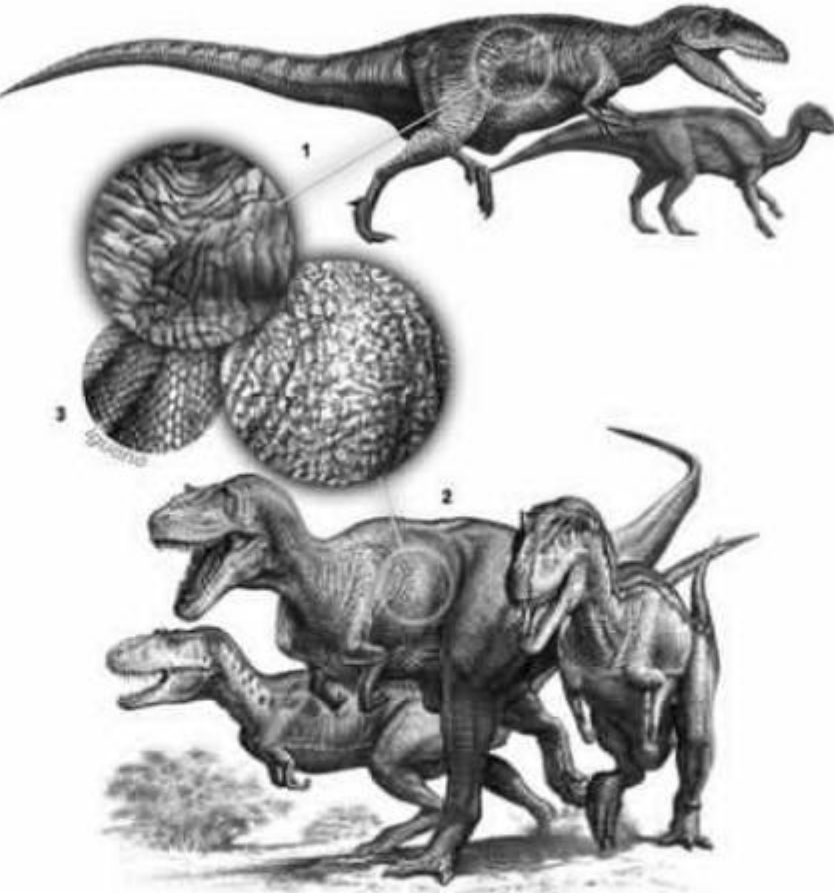



Figura 28.43 O continente americano foi pródigo em albergar alguns dos maiores e mais temíveis carnívoros bípedes que existiram, verdadeiros "megalossaurídeos". Alguns dos fósseis destas espécies (como o *Tyrannosaurus*) conservaram os padrões de revestimentos de escamas (tegumento), cuja disposição e arranjo deve ser, quanto possível, reproduzido graficamente (clonagem). Contudo, tal reprodução está condicionada à escala em que a ilustração é feita e, como acontece maioritariamente, o ilustrador opta por construir uma ilusão ótica para o revestimento, reproduzindo sucessivamente padrões gráficos, mais ou menos caóticos – os quais se assemelham ao que se seriam observados se o tegumento fosse visto a distância. Esse padrão, aliado ao conhecimento generalizado e implícito de que o tegumento dos dinossauros é composto por escamas e placas, automática e de modo subliminar conduz a que o leitor da ilustração assuma, por defeito, que está a observar escamas. (1) O colossal *Giganotosaurus carolinii* e um "pequeno" *Kritosaurus australis* (dinossauros sul-americanos do Cretácio tardio). © Carlos Papolio. (2) Gigantes de peso: *Tarbosaurus*, *Daspletosaurus* e *Tyrannosaurus*. © John Sibbick. (3) Tegumento de réptil moderno (iguana). © F. Correia.

A ilustração da cabeça resume-se, muitas vezes, em recobrir o crânio com um plano de pele e revestimento, uma vez que o complexo de músculos faciais encontrados nos mamíferos era praticamente inexistente nestes animais (somente os músculos mandibulares tinham grande expressão). A localização e a representação das narinas representam alguns cuidados, já que muitas das reconstituições atuais ainda mostram a narina numa posição demasiado posterior no crânio e hoje sabe-se, graças a novos estudos, que a narina deve situar-se o mais para a frente possível, relativamente ao crânio e dentro da grande forame nasal (junto à extremidade do focinho). A abertura das fossas nasais, a localização da abertura dos ouvidos, os olhos brilhantes e vívidos e uma boca aberta, exibindo não só os dentes, como também parte da mucosa bucal e/ou língua, são pormenores que contribuem sobremaneira para acentuar a ilusão hiper-realista de um animal vivo e ativo.

Pigmentação (Cor)

A arte-finalização da reconstrução termina com a aplicação da cor, aspectos este que mais celeuma pode levantar, mas também que menos compromete uma ilustração dada à inexistência de evidências fatuais (os pigmentos orgânicos são solúveis e sofrem alterações drásticas ao fim de pouco tempo, ante condições atmosféricas adversas, acabando por desaparecer ou ser lixiviados). Embora a especulação seja permissiva e potencialmente elevada, neste passo deve imperar o bom senso, primando pela aplicação de padrões e conjugações de pigmentação análogos ou miméticos aos observados nos atuais vertebrados, pois, como sabemos, existe, no reino animal, uma linguagem suportada pela cor que ajuda a comunicação entre indivíduos de sexo diferente (corte) ou do mesmo sexo (disputa de território ou fêmeas), sejam da mesma espécie ou de espécies diferentes (figuras 28.44 e 28.45).

Muito provavelmente, tal como muitos dos répteis e aves atuais, os dinossauros também teriam uma visão a cores, donde o clássico e condicionante verde ou castanhos pardacentos e uniformes são, cada vez mais, substituídos por uma palete de cores rica em padrões vívidos e saturados (embora aquelas cores tenham sido as cores de base para paleoartistas antigos como Charles Knight, Zdenïk Burian ou Rudolph Zallinger, limitados que estavam nos seus conhecimentos de etologia e ecologia, bem como às clássicas referências de grandes animais como elefantes, hipopótamos, crocodilos ou dragões de Komodo). Além disso, de acordo com as teorias vigentes para os dinossauros, sociais e enérgicos, à cor associa-se um evidente funcionalismo como meio de comunicação (para interação social ou aviso a eventuais predadores) ou ainda para mimeticamente passarem despercebidos nos seus hábitats. A capacidade de camuflagem é particularmente importante em caçadores solitários ou que atacam por emboscada (p. ex. leopardos e tigres – padrões de malhas ou estriados são por isso muito prováveis neste tipo de animais, em função das características de vegetação nas quais se encontram), enquanto em carnívoros sociais (p. ex. lobos e mabecos), cuja estratégia de caça consiste essencialmente na perseguição e está dependente duma coordenação estreita entre todos os membros do grupo, será mais provável a existência de padrões conspícuos e diferenciados individualmente, que permitam o rápido e fácil reconhecimento/localização de cada animal durante o frenesi da caçada, ainda que sempre adaptados à natureza cromática predominante dos hábitats em que vivem.

À semelhança das crias de crocodilos e avestruzes (ou mesmo mamíferos, como o javali, p. ex.), muito provavelmente as proles dos dinossauros também exibiriam padrões críticos próprios e diferentes dos adultos, passíveis de alteração com o crescimento – até porque muitas espécies não apresentariam cuidados parentais e as crias ficariam entregues ao seu destino e aos mecanismos de proteção com que a evolução os tinha dotado, no que toca à autopreservação. Graças a esses padrões de camuflagem, poder-se-iam disfarçar de encontro ao solo/folhagem/ramagem, oticamente fundindo e desvanecendo a linha de contorno do corpo contra a cenário de fundo e dificultando assim a sua detecção visual por parte de eventuais predadores (ou até das próprias presas, para as espécies carnívoras ou oportunistas). A utilização de cor em dinossauros podem ainda ser relacionada com várias outras situações, para além da correlação com o meio ambiente e igualmente observáveis em répteis atuais, como aquelas que promovem o reconhecimento parental, a atração sexual, o cortejamento nupcial ou as exibições de força e lutas territoriais entre machos e/ou fêmeas.

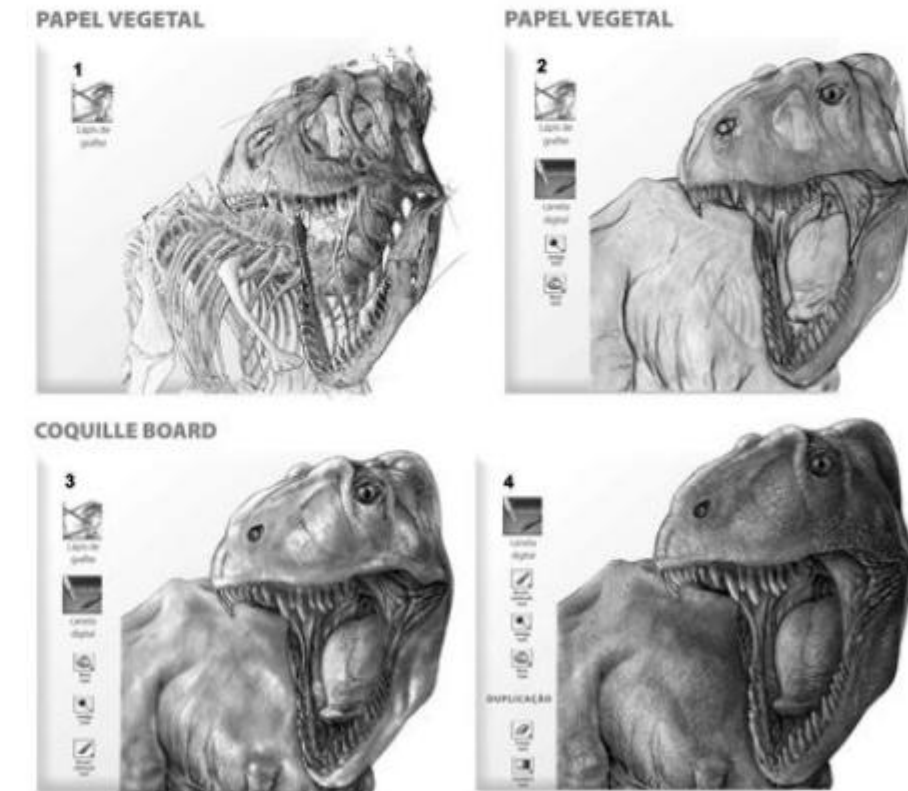



Figura 28.44a (1) **Estruturação da pose com base no esqueleto** *(desenho a traço do esqueleto e notas)*. Com base em várias referências fotográficas, sempre que possível corroboradas com ilustrações preexistentes e descrições textuais, procura-se identificar e representar as várias peças esqueléticas (em separado ou em pequenos conjuntos fundidos, como seja o caso das vértebras), montando-as posteriormente de modo a formar um *puzzle* verosímil do esqueleto e traduzindo uma pose e perspectiva convincentes. Este é um trabalho para o qual o computador é uma ferramenta imbatível, através de opções de corte e colagem, no redimensionamento e distorção dos vários elementos desenhados, ou na duplicação dos mesmos (clone), com inversões horizontais de modo a obter peças esquerdas e direitas de acordo com a simetria bilateral que caracteriza estes animais. © F. Correia. (2) **Estruturação do volume corporal** *(desenho do traço do contorno/silhueta)*. Concluído e satisfeitos com o primeiro passo segue-se uma primeira impressão, que se recobre com papel vegetal transparente (45 gm²). Será nesta folha que se irá desenhar o traço de contorno, em que se procura visualizar e representar as zonas em que a musculatura seria mais ou menos desenvolvida, por aplicação direta dos vários conhecimentos de anatomia comparada, biomecânica, locomoção e dieta característica do gênero. Findo este trabalho, digitaliza-se o resultado em modo *greyscale* (600 dpi de resolução ótica; ficheiro A). © F. Correia. (3) **Tonalização** *(desenho da volumetria)*. O ficheiro A é posteriormente trabalhado numa aplicação de tratamento fotográfico (Adobe Photoshop) ou de pintura (Corel Painter), onde utilizando as ferramentas de seleção e borracha se elimina o fundo, individualizando-se o desenho num nível ou camada própria (*layer*). A tonalidade do desenho é posteriormente escurecida e/ou clareada, diferencialmente e de acordo com a direção da luz convencionada em Ilustração Científica e segundo a fisiografia das massas musculares (relaxadas ou contraídas em função da pose), recorrendo a ferramentas de edição (*burn* ou *dodge*, ou pincel em modo *multiply* ou *screen*, respectivamente), criando-se a volumetria corporal que irá transmitir a ilusão da tridimensionalidade num desenho 2D. As imperfeições são desvanecidas e diminui-se a espessura do traço (borracha ou *eraser*, no exterior à linha da silhueta) que contorna o animal de modo a praticamente desaparecer. Neste ponto, a ilustração adquire um aspecto de ilustração tonalizada a lápis de grafite. © F. Correia. (4) **Texturização do tegumento** *(desenho dos padrões de revestimento)*. Tirando o máximo partido da textura que caracteriza algumas superfícies de papel, como é o caso particular do *coquille board* (cria descontinuidades que mimetizam escamas), faz-se sobre estes uma impressão direta em *greyscale* (máxima resolução possível; ideal: 4 800 x 1 200 ppp otimizados ao imprimir a partir de um computador e 1 200 ppp de entrada), em pontos (*scatter*) e aproveitando o máximo da área de um A4. Esta impressão é retrabalhada e retonalizada diretamente com o auxílio de lápis de grafite técnicos (de 9B a HB), carvão (*charcoal black*) e lápis de cor negro (*ivory black*), acentuando-se ainda mais as zonas de sombra e criando padrões de escamas/placas, pregas, unhas/garras, etc. Findo o exercício, digitaliza-se em modo CMYK (ficheiro B) e importa-se novamente para as aplicações de pintura onde se podem acentuar ou clarear sombras, acrescer brilhos, clonar padrões (*stamp*), pintar, ... © F. Correia.

(*Continua*)

(*Continuação*)

Figura 28.44b (5) **Aplicação da cor** *(arte-finalização)*. Com os ficheiros A e B abertos, seleciona-se o conteúdo do primeiro ficheiro e arrasta-se diretamente para o segundo; caso não tenha ocorrido nenhuma distorção ou qualquer alteração das dimensões finais, esta seleção permitirá, corretamente colocada sobre o desenho obtido no passo 4, obter uma *layer* contendo o dinossauro texturado sem trabalho extra (ativando a seleção, invertendo-a e eliminando o espaço negativo, isto é, para além da silhueta). Neste ficheiro procede-se à duplicação dessa *layer* tantas vezes quantas as diferentes cores que se queira atribuir ao espécime, interatuando cromaticamente com a cor base dominante previamente selecionada. A diferente interação destas *layers* pode ser feita eliminando áreas particulares das *layers* superiores de modo a exibir a cor e/ou textura das subjacentes, ou combinando-as em diferentes modos de transparência, então em mistura cromática após aplicação de filtros de cor. Pode-se ainda parametrizar uma palete personalizada de cores (para criação de pigmentação conspícua, redefinição de texturas, ...), a aplicar diretamente sobre a imagem com recurso ao aerógrafo digital (*airbrush tool*), em percentagem de aplicação de cor ajustável, em modo opaco (como se fosse gouache) ou transparente (como se fosse aquarela ou aguada acrílica) dependendo do modo/filtro selecionado. Os brilhos em zonas de alta intensidade luminosa podem ser pintados por cima do conjunto total de *layers*. O modo "desfazer" (*undo*) ou o retroceder na palete da história (*history*) permitem-nos eliminar passos malsucedidos e ensaiar novas soluções gráficas sem perder todo o trabalho já realizado – sendo o garante de criatividade interativa e experimentalista. A separação de etapas de trabalho em *layers*, permite retroceder posteriormente na história da construção da ilustração e realizar novos trabalhos/optimizações a partir de uma mesma base pouco trabalhada. © F. Correia.

Figura 28.45 (6) **Integração compositiva** *(técnica digital)*. Após repetir o mesmo método de criação, para outras espécies, e pré-ensaiando as respectivas poses, resta idealizar a composição final, articulando-as no espaço e procurando criar, entre elas, sinergias de leitura gráfica que incentivem a exploração da imagem, enquanto súmula gráfica de conhecimentos científicos e, também, peça de expressão plástica, criativa e com valor estético. Primeira linha (baixo): *Ceratosaurus nasicornis, Triceratops horridus, Tarbosaurus bataar.* Segunda linha (meio): *Brachiosaurus brancai.* Terceira linha (cima): *Rhamphorhynchus muensteri.* © F. Correia.

Elementos de Reprodução

Os dinossauros seriam predominantemente espécies ovíparas e que se reproduziam por ovos (eventualmente alguns seriam ovovivíparos, em que os ovos eclodem no oviduto materno, como acontece também nos répteis atuais), depois de fecundados internamente (muito provavelmente a cópula aconteceria da mesma maneira que a observada em muitas aves, em que a fêmea sexualmente receptiva se agacha e é montada por trás, pelo macho).

Ninhos

Desde a primeira descoberta de um ninho de dinossauro no Deserto de Gobi, em 1923, que as raras ocorrências deste tipo de fósseis têm permitido inferir toda uma série de conclusões interessantes sobre a estrutura e comportamentos das espécies progenitoras (embora seja muito difícil relacionar, com um elevado grau de certeza científico, o embrião com a espécie progenitora). A primeira é que a maioria, ou mesmo a totalidade, das espécies de dinossauros era nidificante e reproduzia-se através de ovos (muitas dessas evidências centram-se na observação do osso medular, que é osso encontrado nas aves atuais onde é armazenado o cálcio extra necessário à produção da casca do ovo), depositados em estruturas geralmente construídas segundo determinado padrão. Os ninhos podiam exibir um arranjo circular – alguns dos quais com cerca de 2 m de diâmetro, elíptico, mais irregular ou simplesmente aproveitando a fisiografia do terreno; poderiam ser mais ou menos profundos, entre os 20 e 80 cm, com uma base interior mais ou menos plana, ou tendencialmente cônica. Geralmente, eram edificados perto de represas naturais de água ou lagoas as quais eram o garante de

boas condições de sobrevivência (para as crias autossuficientes e/ou progenitores que ministravam cuidados parentais e que não podiam se afastar muito do ninho à procura de alimento ou água) e estabilidade térmica (pelo efeito de tampão térmico suportado pelas grandes massas de água lacustres). Por outro lado, o solo nesses locais era viscoso, macio e relativamente úmido, cumprindo funcionalmente dois propósitos: ser capaz de amortecer o choque causado pelo impacto do ovo durante a postura (principalmente na oviposição das fêmeas mais altas), evitando a quebra da casca antes do devido tempo e prover a umidade necessária para que a casca porosa a absorva, inche e microfrature num episódio de implosão hídrica (em locais específicos e estruturalmente mais fracos – as janelas de eclosão internas à casca), facilitando a saída do embrião durante a eclosão.

Outra conclusão igualmente importante é que a disposição proximal entre diferentes ninhos numa área delimitada (figura 28.46a-b), como acontece nos ninhos de alguns ornitópodes (como o lagarto-boa-mãe, *Maiasaura peeblesorum*), permitem especular que algumas destas espécies apresentariam certos cuidados parentais (reforçados pela existência destas colônias de nidificação; as crias eclodidas poderiam ser nidícolas, provavelmente até altriciais ou imaturas, permanecendo algum tempo na segurança do ninho, protegidos e alimentados pelos progenitores), ou então uma eventual reutilização continuada da mesma área para o mesmo propósito; noutros, as crias eclodiriam completamente autossuficientes, afastando-se do ninho onde eclodiram (nidífugas), pelo que não justificaria um grande investimento na edificação do ninho.

A representação de ninhos (arquitetura, forma e tipo), ovos (organização dentro do ninho; organização dentro do ovo) e crias/juvenis assume pois um papel igualmente importante na ilustração paleontológica – taxonômica, ou seja dos vários estádios de desenvolvimento das espécies, ou ainda de grupos/comunidades – para o qual o ilustrador deve estar consciente, informado sobre as particularidades já conhecidas e que caracterizam os principais grupos de dinossauros e ser capaz de inter-relacionar evidências que o ajudem a cimentar e credibilizar cientificamente a ilustração que pretende construir (racionalmente minimizando a controvérsia latente).

Hoje em dia especula-se que alguns ninhos seriam abertos e estariam almofadados com restos vegetais (ramos, folhas), sendo os de arquitetura mais complexa e construídos pelos ornitópodes; outros seriam completamente desprovidos de qualquer cobertura e os ovos estariam em contato direto com o solo (os dos terópodes e, mais simples ainda, os saurópodes). Com uma arquitetura construtiva variável, os ninhos dos *Maiasaura* eram montes de terra que albergavam no seu interior cerca de 25 ovos (aquecidos pela fermentação da vegetação, enterrada com eles a apodrecer). Noutros grupos, como os terópodes (*Troodon* e *Oviraptor*, p. ex.) seriam simples concavidades circulares esgravatadas no solo, com pequenos muretes à sua volta e albergando 20 a 24 ovos (julga-se que aquecidos pelo calor metabólico dos progenitores). Os ninhos, ou área de nidificação, podiam ser individuais ou comunitários (como acontece com as avestruzes), reunindo no mesmo local os ovos de várias fêmeas (como se pensa que passou com o ninho de *Lourinhanosaurus* – um dinossauro carnívoro – onde se aglomeraram mais de 100 ovos. Descoberto na jazida de Paimogo, Portugal, é o maior ninho de dinossauro do mundo, o único na Europa com embriões e um dos mais antigos que se conhecem). Poderiam ainda ser monoespecíficos ou albergarem ovos de outras espécies, que neles procuravam abrigo e segurança (como os três ovos de crocodilo que foram encontrados no ninho jurássico de Paimogo). Os ninhos dos saurópodes exibiram um padrão circular, mais ou menos arredondado, com uma arquitetura estrutural menos complexa que a dos terópodes, podendo ser ou não escavados, coloniais ou não.

A disposição dos ovos no seu interior poderia ser mais ou menos caótica, espalhados ou mais juntos (formando conjuntos, ou *clusters*, de 3 a 12 ovos, isolados ou intervalados e distribuídos ao longo de um círculo – como se indexou a algumas espécies de saurópodes) ou então evidenciando uma organização, por exemplo, aos pares (como acontecia nos ninhos de *Troodon* e *Oviraptor* indicando, muito provavelmente, que as fêmeas destes gêneros eram dotadas de um duplo oviduto, fazendo posturas de dois ovos de cada vez), ou então em espiral (*Maiasaura*).

Figura 28.46a Os ninhos (escavados ou não, almofadados com coberto vegetal ou não, isolados ou em colônias,...), os ovos (forma e disposição dentro do ninho) e as crias (nidífugas ou nidícolas) fazem parte do ciclo de vida dos dinossauros, bem como a predação ou os cuidados parentais a eles associados. São portanto aspectos que devem ser muito bem ponderados pelo ilustrador paleontologista e extensivamente discutidos com o investigador, antes de qualquer ensaio gráfico. (1) Mural pintado por Knight, ilustrando um ninho de *Protoceratops* encontrado na campanha de "caça" aos fósseis (liderada por Roy Chapman, 1922) e constituindo um dos primeiros trabalhos gráficos dedicados a este tema. © Field Museum # CK10T; Chicago, USA. *All rights reserved.* (2) Ninho de *Oviraptor philoceratops*. © F. Correia. (3.). Ataque do carnívoro argentino *Aucasaurus* a um ninho de *Titanosaur*. © John Sibbick. (4) Colônia de ninhos de *Maiasaura peeblesom*, ilustrando alguns cuidados parentais dos progenitores. © John Sibbick.

Figura 28.46b (5) Eclosão em ninho de *Brachiosaurus brancai*, com crias recém-nascidas exibindo um comportamento nidífugo, aprendendo a distinguir a progenitora (cheiro, silhueta e padrão, vocalização), para a seguir no deambular que iniciar após a eclosão de todos os ovos. © F. Correia.

Ovos

Os ovos apresentam uma grande variabilidade na forma e tamanho (alguns podiam atingir os 30 cm e pesar mais de 7 kg), consoante o grupo em causa. Por exemplo, os ovos cilíndricos foram atribuídos aos terópodes, os elíptico-piramidais aos ceratopsídeos e os semiesféricos aos ornitópodes. A organização da casca assemelha-se às dos répteis e aves atuais, à base de uma matriz perfurada de carbonato de cálcio (de textura lisa a meio-grão, como, p. ex. se observa nos morfotipos discretiesferulíticos) e, muito provavelmente, seria pigmentada com cores-terra/ocre (próximas dos castanhos-acinzentados da vasa ou lama, molhada e/ou seca), distribuídas por manchas organizadas em padrões diversos. As camadas interiores que envolveriam o embrião teriam a mesma organização que a observada nesses grupos atuais, com um córion muito vascularizado (que assegura a função respiratória e mobilização dos sais minerais da casca para a formação do esqueleto), subjacente à casca rígida, seguida pelo âmnio (com função de amortecimento de choques, provavelmente mais desenvolvido que nas aves, para melhor responder às particularidades da postura das fêmeas de dinossauros grávidas). O embrião estaria ligado umbilicalmente à vesícula vitelina (função nutritiva) e ao alantoide (que funciona essencialmente para retenção de excreções) e estaria dobrado com a cabeça e a cauda sobre o ventre. Muito provavelmente o ovo teria uma câmara de ar (para acumulação de ar interno e que auxiliaria o ovo enterrado na vasa a boiar verticalmente, se houvesse uma pequena inundação do ninho, por aumento do caudal ou chuva torrencial e acumulação na cavidade).

Embriões e Crias

O embrião em fase de pré-eclosão apresentaria, eventualmente, um músculo de eclosão na zona superior do pescoço (para facilitar o forçar e a quebra da casca, sendo depois rapidamente absorvido após o sucesso da eclosão). Com base em estudos de anatomia comparada e uma análise lógica, embora sem a corroboração fatual, o embrião poderia inclusive apresentar um dente-do-ovo (como acontece em algumas aves), com o qual mais facilmente rasgaria a alantoide e o córion (membranas estas mais elásticas do que rígidas), após o qual se libertaria, em movimentos coordenados de estiramento e arqueamento dos músculos da coluna vertebral para facilitar a eclosão (figura 28.47a).

Enquanto os embriões apresentam uma anatomia que muitas vezes difere substancialmente da do adulto, as crias – principalmente as precociais e nidífugas – poderão ser representadas como adultos em miniatura. Contudo, proporcionalmente exibiriam focinhos mais arredondados e curtos, caudas mais curtas e menos afiladas, membros menos musculados, mas maiores em relação ao tronco, e uma silhueta mais grácil, que os tornaria mais ágeis. Com um ritmo de crescimento acelerado (que os faria serem detentores do recorde entre os vertebrados) poderiam atingir o estatuto de adulto em pouco mais de 10 anos ou menos (como se estimou para o alossaurídeo *Lourinhanosaurus antunesi*) (figura 28.47b). Graficamente, a passagem de cria, para juvenil, subadulto e adulto sexualmente maduro representa uma paulatina evolução das conformações anatômicas, semelhante a momentos de pausa num *morphing* (transformação anatômica e conformação de forma por reajuste entre duas imagens, através de pré-seleção de pontos-chave comuns, como sejam a cabeça, a cauda, o tronco...), realizado com reajustes dimensionais (de tamanho relativo) entre o primeiro estádio de desenvolvimento e o último.

Paleoambiências

Não são raras as vezes em que, ao ilustrador, é solicitado a criação de um paleocenário onde para além das espécies-personagens principais, fauna e flora contemporâneas, é necessário criar toda uma envolvência geofísica – ou seja, imaginar, desenvolver e representar um paleoecossistema, ou parte dele (nicho ou hábitat), cientificamente credível e sediado num determinado período geológico. Na realidade, o ilustrador paleontólogo, a querer conferir um realismo e naturalidade às suas composições, deve esforçar-se por representar comunidades (biocenoses), ou seja conjuntos de seres vivos de diferente natureza filogenética, ou não, coexistindo em determinado espaço físico e interdependentes, quer entre si, quer com o meio que os rodeia. Uma representação cênica do Mesozoico (era em que se registrou a maior explosão da biodiversidade de macro-organismos) não pode ser reduzida somente a dinossauros, coníferas e fetos, pois isso seria veicular uma ideia falsa, parcial, espartilhada e intencionalmente restritiva de períodos tão florescentes, diversificados e fervilhantes de vida.

Figura 28.47a Embrião de um lagarto-ladrão-de-ovos (*Oviraptor philoceratops*). (1) Padrão exterior do ovo. © F. Correia. (2) Reconstituição das estruturas de suporte à sobrevivência de um embrião desta espécie, através de um corte do ovo embrionado, segundo o eixo longitudinal. © F. Correia. (3-4) Ilustração de todos os elementos que compõem o esqueleto de um indivíduo adulto de *O. philoceratops*, em vista lateral. © Fernando Correia.

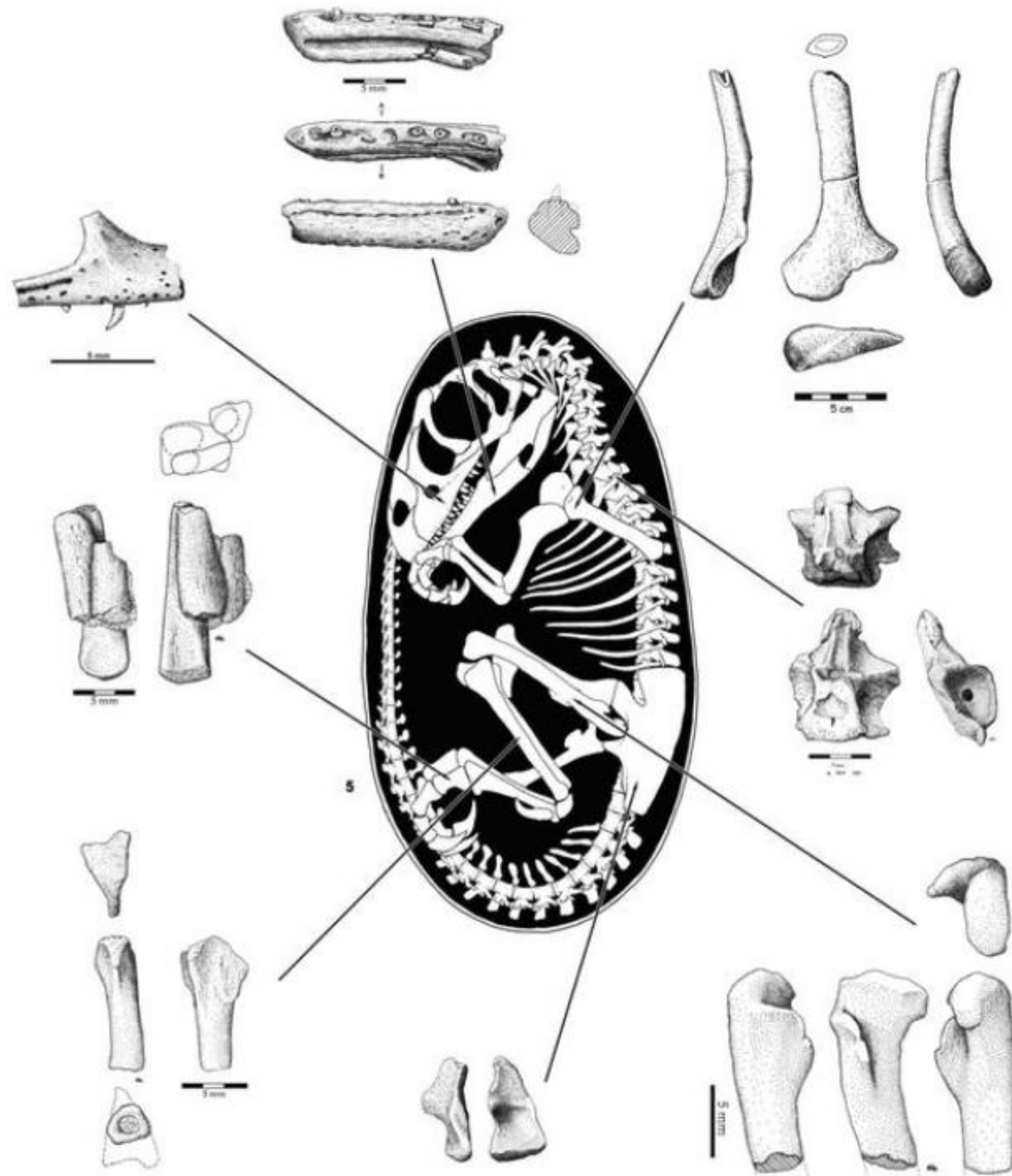



Figura 28.47b Embrião de um lagarto-da-lourinhã (*Lourinhanosaurus antunesi*). © Simão Mateus. (5) Reconstituição das estruturas esqueléticas de um embrião desta espécie, assumindo uma configuração espacial que procura reproduzir a conformação espacial dentro do ovo, num corte efetuado segundo o eixo longitudinal. Lateralmente encontram-se as reproduções, em desenho de ponteado (nanquim sobre poliéster), das várias peças fósseis subtraídas da reconstrução e reconstituição do esqueleto do embrião fóssil, segundo as vistas necessárias para a percepção da sua volumetria/configuração tridimensional. O diminuto tamanho destas peças faz com que recaiam no grupo dos microfósseis e o seu preliminar foi executado com recurso a instrumentos óticos de ampliação.

Percepção da Composição

Estas composições representam, assim e por si, dificuldades acrescidas e uma grande carga de trabalho extra para o ilustrador paleontológico, na medida em que, para além de ter que perspectivar ações de primeiro plano, intermédio e fundo, terá depois que os preencher com a representação da espécie-tipo no primeiro plano, representar "clones" gráficos do primeiro (em poses e ações diferentes, sejam adultos, juvenis ou crias, mas de acordo com as leis da perspectiva e o relevo do terreno) no plano intermédio, investigar outras espécies contemporâneas e representá-las perfeitamente integradas na ação, equacionar a moldura de vegetação (fitocomunidades, com pteridófitas e gimnospérmicas, ou suas antecessoras filogenéticas, diretas ou relacionadas), pensar na fisiografia e na natureza dos terrenos de suporte, estudar a climatologia e, por fim, estruturar um céu também ele de acordo com o período temporal, de modo a constituírem em harmonia o plano de fundo e último. Temos assim um exercício complexo de integração de informações científicas diversas e dispersas, como sejam da paleozoologia, paleobotânica, paleogeologia, paleoecologia e paleoclimatologia, encimadas pelos estudos de tafonomia e/ou icnologia na área intervencionada que se pretende representar – mas que abre todo um horizonte de liberdade criativa ao ilustrador. Convém relembrar que, muitas vezes, se trabalha no campo da especulação científica e que os modelos teóricos ou interpretações avançados pelo investigador podem ter a mesma validade conclusiva que outros pareceres ou conclusões diametralmente opostos. Cabe assim ao binômio paleontólogo-ilustrador decidir até onde se deve avançar na reconstituição, sem que a subjetividade ofusque a objetividade do que realmente se sabe e/ou seja aceita pela comunidade científica. Por outro lado, uma ilustração desta natureza implica, por defeito, a consulta e a revisão dessa composição por uma equipe de paleontólogos com diferentes especializações e o consenso nem sempre é um fato adquirido por defeito.

O primeiro passo para elaborar uma cena compósita é decidir previamente o tipo de ação a representar, como se fosse um instantâneo fotográfico (que momento fugaz nos interessaria capturar?), já que a ação condiciona o cenário (e vice-versa), numa dialética interativa, fluida e dinâmica (figura 28.48 a-b). Por exemplo, por vezes pode ser importante ilustrar a sequência de eventos que conduziu à morte do espécime vertebrado (o antes; o encontro, a perseguição), ou então o último momento em vida (a emboscada, o golpe fatal), mas noutras, o importante a realçar pode ser tão somente a história *post-mortem* da carcaça (o fóssil pode exibir rasgos ou estrias decorrentes da ação de vertebrados, sejam eles predadores, necrófagos ou oportunistas; uma coloração diferencial dos ossos fossilizados pode ser indício que parte do cadáver/esqueleto esteve submersa numa poça de água à mercê das dentadas dos peixes, ou outros animais).

Hábitat e Comunidades

Chegados ao primeiro patamar de entendimento (entre os objetivos pragmáticos do paleontólogo e criatividade do ilustrador), é o momento de estipular as primeiras diretrizes para as reconstruções de paleohábitats, começando obviamente pelo suporte geológico e sua fisiografia que irá modelar e condicionar a futura paleopaisagem (figura 28.48). A observação atenta de várias ilustrações compósitas desta natureza já realizadas por vários paleoartistas, ao longo das últimas décadas, remetem-nos quase invariavelmente para zonas úmidas indissociavelmente ligadas a planos de água doce (pântanos, vasas de deltas estuarinos, lagos ou rios) ou então para os organismos marinhos (vertebrados ou não), a uma vista subaquática, geralmente resumida ou a mar aberto, ou à vertente continental (com pequenos contrafortes rochosos revestidos de fauna (corais) e flora (algas) indistintos (pela falta de informação credível sobre estas comunidades), ou ainda, a baixios de pouca profundidade (figura 28.49). Seja como for, a água é o elemento comum. Regra geral, e salvo raras exceções (como alguns pterodáctilos, p. ex.) não se representam vertebrados/plantas em ambientes mais hostis à vida, ou seja nem na proximidade da linha da costa (ambientes com grande pressão salina), nem no interior das massas continentais, nos substratos rochosos/montanhosos, ou desérticos (hábitats mais áridos, com vegetação específica e rara).

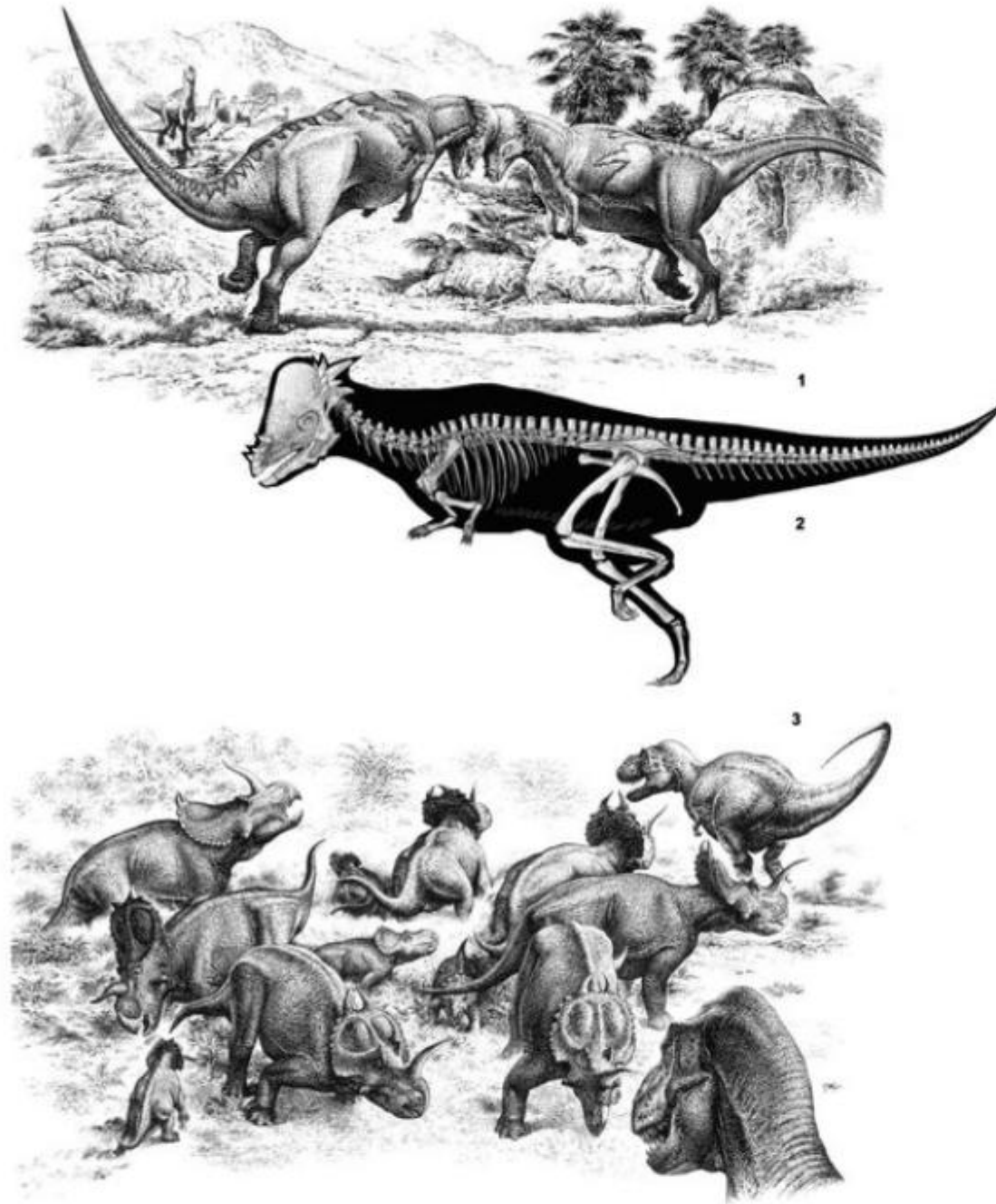



Figura 28.48a Não são raras as vezes em que o paleoilustrador tem que ir para além da morfologia anatômica e dar corpo a conceitos ecológicos (ou de sinoecologia) de relações intra e interpopulações, seja da mesma espécie, ou de espécies diferentes (como sejam as relações de territorialismo, predação,...) ou etológicos (comportamentais). Geralmente, uma abordagem gráfica multiespécimes implica intrínsecamente um comportamento gregário, podendo associar-se-lhes relações de predação (as mais frequentemente desenhadas e suportadas por evidências fósseis). (1) Confronto entre dois machos de *Pachycephalosaurus* (defesa de território); nanquim sobre papel. © John Sibbick. (2) Anatomia esquelética de *Pachycephalosaurus wyomingensis*. Grafite e técnica digital. © F. Correia. (3) Estratégia defensiva em anel, mantendo os juvenis no centro, de *Centrosaurus apertus*, contra um ataque concertado de dois terópodes predadores; nanquim sobre papel. © John Sibbick.

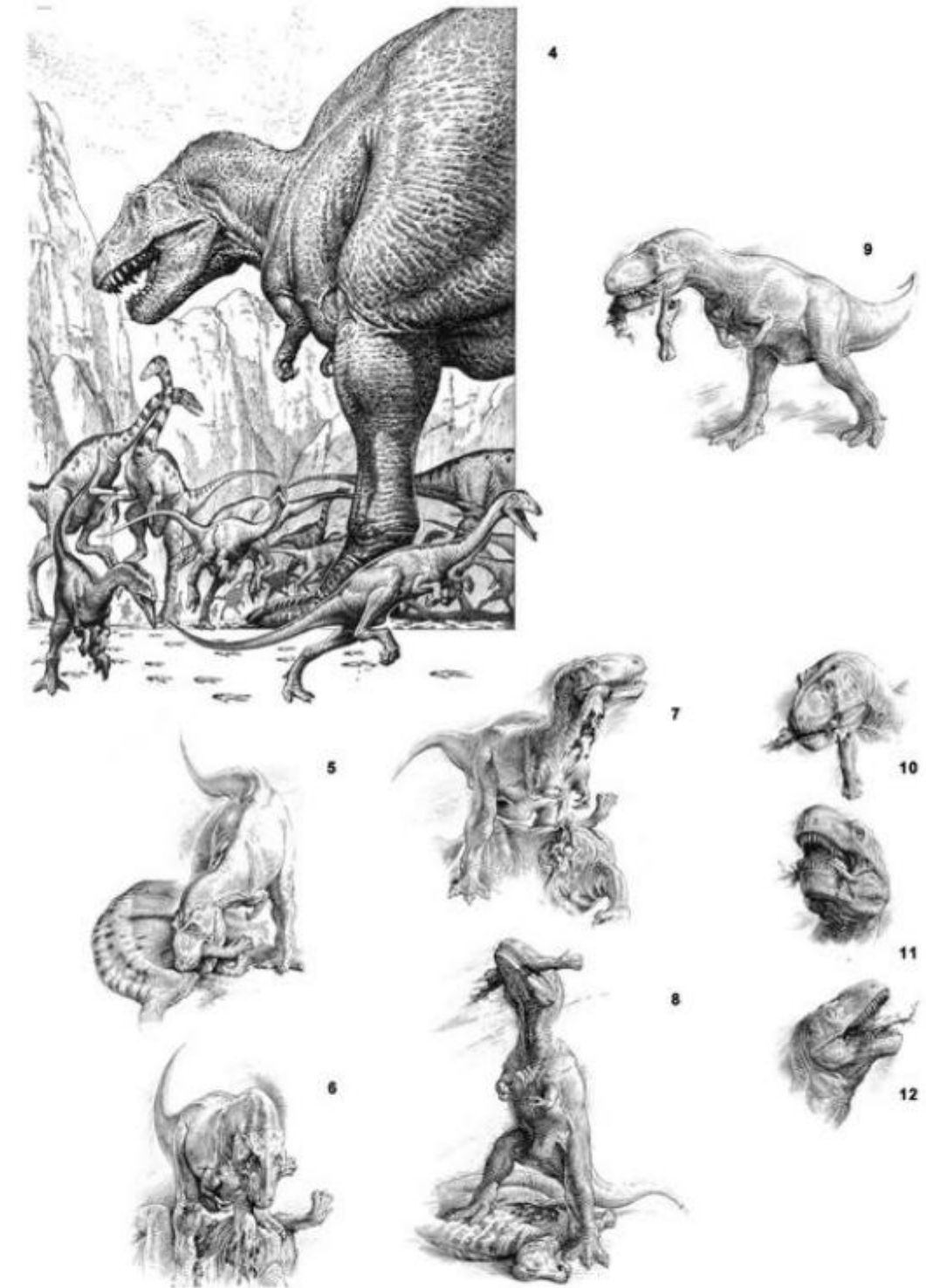



Figura 28.48b Os grandes terópodes eram predadores fantásticos e a mera presença causava o pânico e a dispersão das presas, outrora na segurança do grupo. Dada à sua elevada massa corporal eram adeptos da emboscada, centrando o ato de captura na presa, esbaforida e em debandada, que passasse mais perto de um movimento de pescoço. (4) Dispersão de uma manada de dinossauros sob ameaça de um terópode. © John Sibbick. (5-12) Ensaio gráfico dos vários passos que um *Tyrannosaurus rex* efetuaria para se alimentar de uma carcaça recentemente caçada – desde o desmembrar, ao retalhar em pedaços mais pequenos e o engolir destes, inteiros e sem mastigar. © John Sibbick.

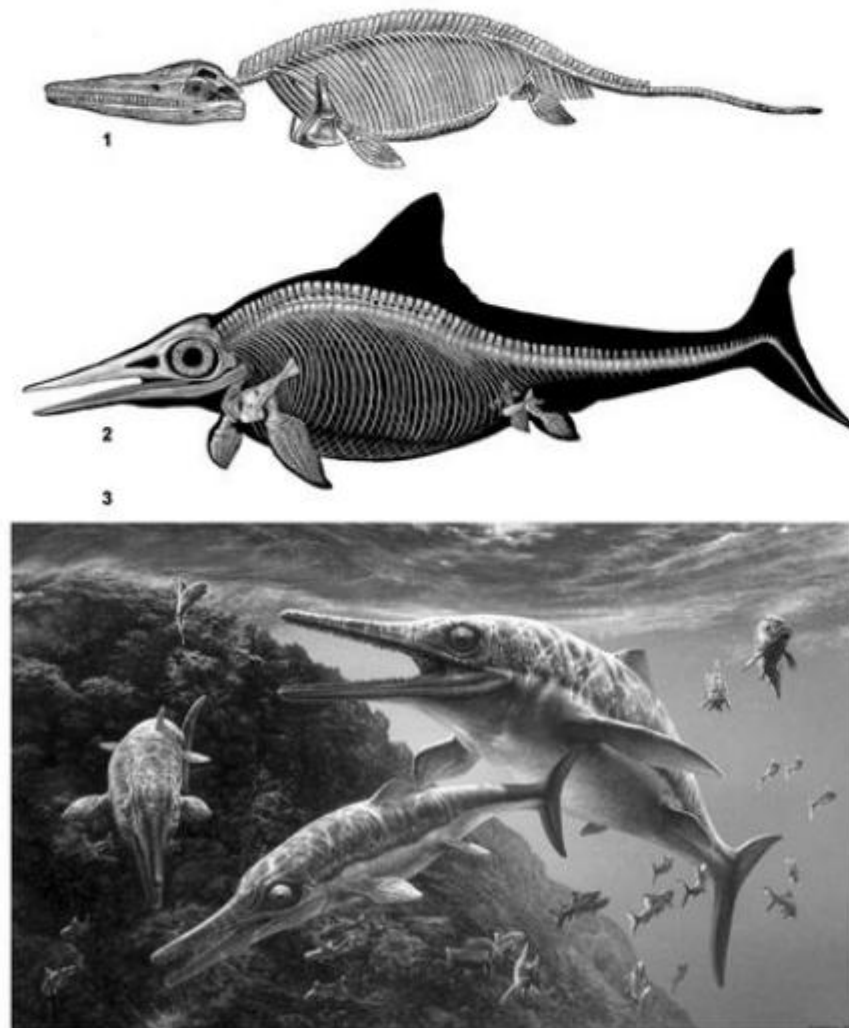



Figura 28.49 (1) *Ichthyosaurs communis*. Uma das primeiras reconstruções do esqueleto de um réptil marinho, que foi um dos mais ativos predadores oceânicos entre o Triássico Inferior e o Cretácico Superior. *In* Félix Bernard,1895. *Éléments de Paléontologie*. Librarie J.-B- Baillière *et* Fills. Biblioteca do Dep. de Ciências da Terra da Univ. de Coimbra (Portugal); imagoteca particular de F. Correia. (2) Reconstrução esquelética de exemplares do mesmo tipo de ictiossauros nos mares jurássicos, antes de serem substituídos pelos plesiossauros. © F. Correia. (3) Reconstituição *in vivo* de ictiossauros (*Temnodontosaurus platyodon*) nos mares jurássicos. © John Sibbick.

Assim e numa primeira e superficial abordagem parece que se convencionou internacionalmente que os únicos cenários cientificamente credíveis são aqueles de manchas de vegetação luxuriante e exuberante (geralmente florestadas), supridas de um inesgotável manancial de água fresca e concomitante abundância de alimento para toda a comunidade animal. Até as áreas de nidificação parecem confluir geograficamente junto a estes sistemas de água doce (vide Elementos de reprodução). Na realidade, a opção de escolha para um ilustrador não é assim tão vasta como parece à primeira vista. Na realidade, o leque de opções ambientais afunila à medida que aprofundamos o tema e já que se torna absolutamente necessário especular (para preencher as lacunas do *puzzle* do conhecimento atual), começa a ser compreensível que se especule dentro do bom-senso e do que é realmente funcional (comparativamente com o registro atual).

Como se sabe, a vida depende da água doce e, funcionalmente, os locais onde ela brota/existe constituem preciosos e incontornáveis bebedouros. É nestes locais, que a probabilidade de se reunir o trinômio "(vegetação)–(herbívoros/presas)–(carnívoros/predadores + necrófagos)", em grande número e diversidade, atinge o seu pico de maior expressão (veja-se o caso das savanas africanas, onde à volta das bacias lacustres se estabelecem variadas e prolíficas relações tróficas). Aí, a probabilidade de se encontrar um ecossistema viável e autossustentado, inclusive durante as estações de estio e maior escassez, favorece assim a sua representação em detrimento de outros hábitats igualmente interessantes (mas de vegetação mais pobre e/ou exaurida). O segundo ponto a favor desta evidência fatual é ditado pelo próprio processo geológico de fossilização. De fato, a paleontologia e a geologia demonstraram que os processos de fossilização são o resultado de rápidos fenômenos de deposição de microssedimentos inorgânicos sobre as partes moles do espécime (vegetal ou animal), criando um envoltório mineral anaeróbico, que atrasa ou inibe por completo o natural processo de decomposição e permite a mineralização dos elementos coriáceos ou calcificados. Ora o transporte (carreamento) destes sedimentos é maioritariamente feito através das colunas de água, pelo que novamente o ilustrador é remetido a locais onde a água predomina, sejam eles sistemas lênticos (bacias lacustres, lagos ou lagoas, pântanos) ou lóticos (linhas de água corrente, como sejam rios de origem lêntica ou não, ribeiras intermitentes ou não, deltas, estuários, ou outros).

Em suma, apoiados por condicionalismos intrínsecos à existência/manutenção da Vida e ao credibilizar científico imposto pela geografia de descoberta dos fósseis (o único fato que comprova a sua existência naquele local), sem prejuízo de outros ecossistemas, os hábitats lacustres ou ribeirinhos continuam a constituir o cenário de eleição por excelência dos ilustradores paleontólogos (figura 28.50). Contudo, é preciso observar certos cuidados, muitos deles a reforçar pelo investigador principal que acompanha a obra. É que, por exemplo, a confirmação da sua presença (jazida fóssil) não deve ser encarada como sinônimo absoluto de que esse era o seu nicho ecológico (poderia antes ser típico de encostas ou florestas de altitude, p. ex. tendo o seu cadáver sido arrastado pelas enxurradas de inverno; o animal poder-se-ia ter deslocado a esses locais por estar incluso no seu itinerário migratório; ou então para saciar a sede em períodos de seca prolongado e escassez de água, ou simplesmente ter sido um obstáculo a ultrapassar em rota de fuga de um ataque de predadores, tendo acabado também por morrer afogado).

Por outro lado, resulta óbvio que quando a representação se centra somente na fitografia da flora antiga, o número de variáveis a ponderar para criar um paleocenário em conformidade com o Período/Era diminui substancialmente, uma vez que sendo seres imóveis e ancorados ao solo, geralmente a sua presença em jazidas fósseis assegura uma maior fiabilidade de realmente pertencerem àquela comunidade ripícola. O problema reside no registro fóssil em si, já que majoritariamente é composto por moldes de folhas e ramos, e como sabemos o material lenhoso flutua na coluna de água, podendo ser transportado muitos quilômetros além do seu verdadeiro ponto de origem – assim a especulação subsiste também neste reino.

É pois ponto assente que: a) a presença de sistemas/bacias hídricas é uma quase obrigação, num cenário cientificamente convincente; b) os acidentes geológicos e a fisiografia são em tudo semelhantes ao que se observa na natureza atual (adaptando o paleorrelevo às informações geomorfológicas e modelo topográficos disponíveis ou equacionados); c) a fitografia varia conforme a era ou período, de acordo com as condições ambientais e físico-químicas que o caracterizam, na razão da expressão de exuberância e na diversidade de espécies. No Mesozoico, viveram-se dois períodos de grande exuberância (Triássico e Cretácico, onde não existiam calotes polares e o clima era ameno a quente), embora ambos contrastassem na biodiversidade (o primeiro resumido a briófitas – musgos, pteridófitas – fetos arbóreos e cavalinhas e, ainda, as gimnospérmicas – cicadáceas, gingkodáceas e coníferas; o segundo, dominado pelas gimnospérmicas/araucárias e o despontar das plantas com flor, ou angiospérmicas, como as magnólias). Esta alteração na fisionomia da flora primitiva (em que a polinização das coníferas era feita aleatoriamente pelo vento), passa a ter um outro interveniente – os insetos polinizadores, que ganham assim uma nova expressão e domínio (torna-os pois num "ator" imprescindível de figurar nas representações cretácicas de 100 milhões de anos atrás, junto com outros artrópodes, como as aranhas, ou ainda a avifauna que começou a dominar/explorar o domínio aéreo). Com os frutos, os insetos e outras fontes proteicas à disposição, os mamíferos mesozoicos evoluíram ocupando nichos que os gigantescos dinossauros não conseguiam explorar na sua plenitude (pelo que também deverão fazer parte da fauna a ilustrar, a partir do final do Triássico, junto com répteis de pequena dimensão e anfíbios, ou ainda os peixes se for necessário representar um corte vertical do plano de água).

1

2

3

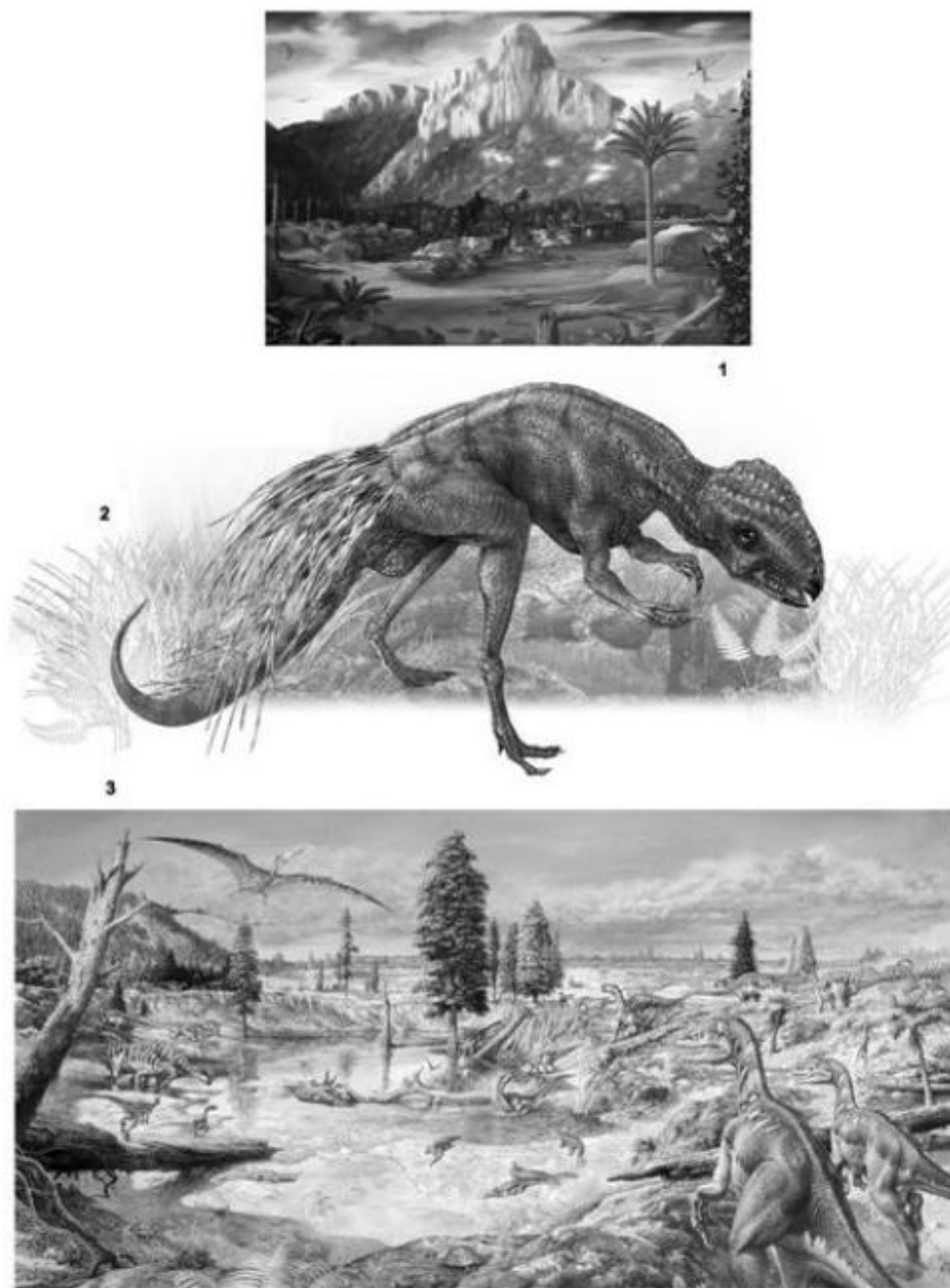



Figura 28.50 A presença de lençóis de água à superfície terrestre parece ser uma condicionante – e, ao mesmo tempo, um "lugar" comum – da maior parte das ilustrações de cenários paleontológicos. Para além do que parece, à primeira vista, ser uma abordagem gráfica simplista para preencher áreas com um mínimo de esforço (se comparável, com o ter que desenhar, mais animais e mais plantas), a água é um elemento indissociável da fisiologia dos seres vivos e algo incontornável, quer para a sobrevivência e higiene dos animais (bebedouros e espojadouros, quer dos herbívoros, quer dos carnívoros), quer de luxuriantes arboretos e matas que marginam essas bacias hídricas. Por outro lado, os fenômenos de fossilização estão associados a estes locais de deposição de sedimentos carreados pelas colunas de água. Assim sendo, a representação massificada de hábitats/nichos ecológicos marginados por cursos/lagos/pântanos de água, não decorre da vontade do ilustrador ou da "clonagem" da ideia e do motivo, mas sim da necessidade de criar cenários o menos especulativos possíveis e cossubstanciados pelas evidências científicas, quer biológicas, quer geológicas. (1) Paisagem Jurássica. © Claus Larsen. (2) Lagarto-bico-de-papagaio (*Psittacosaurus mongoliensis*), um herbívoro do Cretácico Inferior, saciando a sede. © F. Correia. (3) Um bebedouro do Jurássico – morte e vida para a manada de *Iguanodon*. © John Sibbick.

A Atmosfera e a Cor

Depois de arquitetado o plano de ação, criado o geocenário, selecionados e incluídos os intervenientes animais, em plena comunhão com os vários andares de vegetação típica, resta equacionar o clima, a densidade atmosférica e a iluminação ambiental. Estes três fatores irão condicionar os retoques finais de cor e a arte-finalização da composição, pois deles depende a direção e a expressão da sombra/penumbra (que realça o volume do próprio corpo do espécime representado, bem como a sombra que ele projeta sobre outros seres ou o substrato de apoio; esta pode ser mais ou menos forte, mais ou menos oblíqua, conforme a hora do dia e a latitude). Por seu lado, a luminosidade e a tonalidade atmosférica irão também interferir com a própria velatura e cromaticidade exibida pelos espécimes, dando maior ou menor expressão aos brilhos e/ou intensidade das suas cores (figura 28.51a-b).

É do conhecimento geral que a cor exibida pelo céu atmosférico depende de vários fatores, essencialmente abióticos – como sejam a composição química gasosa e também o material microscópico em suspensão presentes na coluna de ar. Na realidade, a atmosfera terrestre atua como que um "filtro de cor fotográfico", que consoante a qualidade do material que compõe a "lente" atmosférica, assim confere à paisagem uma determinada cor ambiental (ambiência). Em situações normais e iluminados pelo Sol, será a maior ou menor interferência, difração, refração dos comprimentos de onda da luz visível sobre a composição da nossa atmosfera que ditará opticamente a cor final que se observará (dos vermelhos aos laranjas, dos azuis aos violetas). Por outro lado, devido ao maior ou menor espessamento das camadas atmosféricas em diferentes locais do globo terrestre, a própria latitude pode influenciar parcialmente essa cor final (a qual fica mais baça, onde é mais espessa, ou de tonalidade mais contrastada, em interferência ótica com o negro do espaço sideral além da atmosfera).

Atualmente, a densidade e a qualidade do ar dos vários períodos geológicos continua ainda por esclarecer na sua totalidade e, em alguns casos, permanece ainda um mistério. Contudo, existem associações de dados científicos que nos permitem inferir – através da comparação com o que conhecemos no mundo de hoje – as tonalidades-base. Na era Mesozoica, por exemplo, o Jurássico foi um período de temperaturas baixas e chuva, pelo qual se justifica a representação de um céu carregado, cinzento, tendencialmente matizado de cores frias, esverdeado a azulado, e carregado de *cumulus* de nuvens. No bom tempo o céu estaria adornado com nuvens semelhantes a bocados de algodão denso, com contornos bem definidos, de cor branca intensa nas partes iluminadas e uma base plana mais escura (*cumulus humilis*); no mau tempo, acumular-se-iam em montes ou mesmo torres, formando nuvens isoladas e escuras (*cumulus congestus*), com planos ou muralhas de água a precipitar no horizonte (*cumulonimbus praecipitatio*). Contrariamente a este cenário diluviano, o Triássico e o Cretácico, foram períodos mais quentes, em que as chuvas ocorriam tendencialmente em alto-mar e, portanto, de céus mais límpidos sobre as grandes massas continentais. As altas temperaturas alimentariam as correntes de convecção atmosférica (e também dos mares), que iriam originar frequentes ventos superficiais terrestres (algo que também se repercute no dobrar da folhagem/hábito ao sabor do vento), fato este que consubstancia a representação gráfica de poeiras em suspensão ou rajadas de vento sujas. Adicionando à suspensão atmosférica dessas poeiras, a suspensão de uma grande concentração de material orgânico (esporos, como indica o registro fóssil, ou ainda uma enorme quantidade de grandes grãos de pólen das gimnospérmicas oriundos, p. ex. das florestas subtropicais de elevada latitude), aglomerados numa fina poeira de cores-terra (de amarelos a castanhos), criariam mais um filtro ótico que puxaria a cor atmosférica para os amarelos. Por outro lado, a composição gasosa atmosférica estaria saturada com uma concentração de CO_2 equivalente a aproximadamente o dobro da atual, a qual além de agravar o efeito estufa, contribuiria para dotar o céu de cores pastel vermelho-alaranjado (tal como se observa nas zonas de grandes incêndios, onde o teor de CO_2 e o grau de poeiras é muito elevado). Ora a conjugação destes fatores conduz ao ilustrador paleontólogo a representar um céu tendencialmente amarelo-alaranjado (como se se tratasse de um pôr-do-sol, em que os raios solares difratam tangencialmente à atmosfera), desprovido de nuvens ou então raiado por algumas, esparsas e reduzidas a pequenos flocos ou farrapos (*cirrus fibratus*).

Figura 28.51a Cada Período de cada Era possui toda uma série de características predominantes centradas, não ao nível da superfície terrestre, mas no que está sobre ela – e, em essência e última instância, é o tipo de coberto vegetal que dita as transições e irá permitir a sua diferenciação. Quando se quer representar um biótopo, ou um hábitat, do Jurássico o paleoilustrador deve criar um mosaico composto por alguma flora do Triássico (dominada pelos fetos e cavalinhas), transitando para uma cada vez maior expressão das coníferas e cicadáceas – plantas essencialmente bem adaptadas a tempos úmidos e frios deste período Jurássico (203-135 Ma) © John Sibbick.

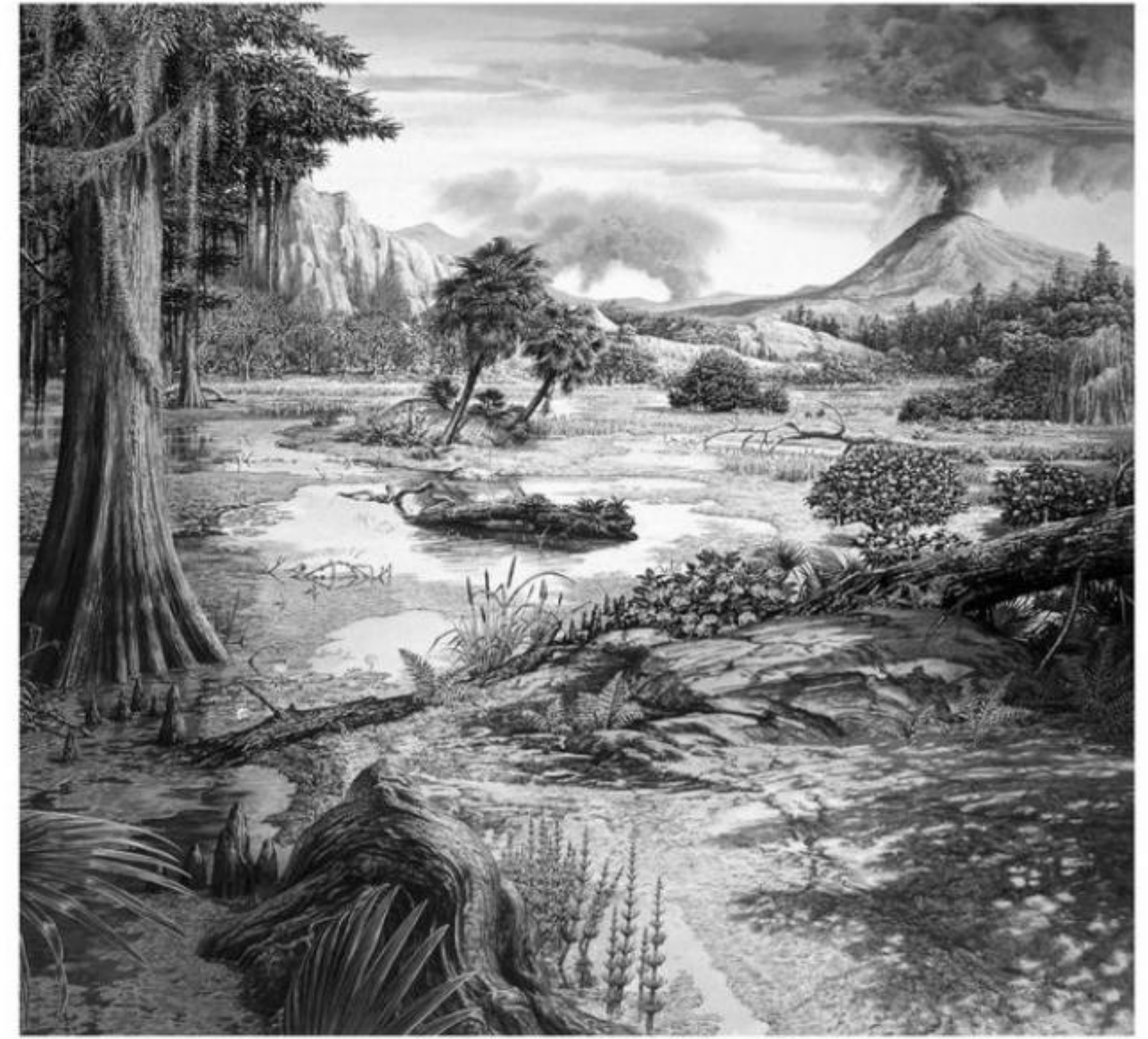



Figura 28.51b O Cretácico é, fitograficamente, um luxuriante e florescente período da Era Mesozoica – nele despontam, com cada vez maior expressão, as araucárias e as plantas com flor (as angiospérmicas). Caracterizado por climas amenos, as paisagens eram dominadas pelas flores e as cores quentes de uma atmosfera carregada de partículas em suspensão – os pólens e as poeiras (levantadas pelo vento ou oriundas de um vulcanismo emergente), transportadas pelas correntes de convecção para as altas camadas atmosféricas Cretácico (135-65 Ma) © John Sibbick.

Em conclusão, as características dos diferentes céus que podem ser enquadrados na composição final, acabam também por afetar a percepção da cor e as tonalidades dominantes dos objetos e espécimes que nela foram colocados (céus mais escuros escurecem as cores; céus mais claros e de cores amareladas, "aquecem" as cores). Por mais ínfimo e insignificante que este aspecto possa parecer, deve ser uma das maiores preocupações do ilustrador antes de dar por terminada a sua composição (para uma melhor percepção deste efeito, poderá estimar a interferência ótica cumulativa das cores, se observar o que o rodeia através de papel celofane amarelo ou laranja). Só assim se encontrará o equilíbrio desejável para uma composição que se pretende atual (isto é, rigorosa e cientificamente assente nos mais recentes dados conhecidos), essencialmente objetiva e, ao mesmo tempo, esteticamente com impacto visual, de forma a cumprir plenamente o seu desígnio – informar enquanto deleita e prende a atenção do leitor o tempo suficiente para que a mensagem que esteve na sua base seja apreendida.

Cartografia Temática – a Paleocartografia

O Homem é um ser que tem a necessidade de criar ordem onde aparentemente ela não existe, subdividir, catalogar e relacionar – em suma, organizar e sistematizar o mundo que o rodeia, criando modelos que todos possam compreender, interpretar e aplicar. Nestes modelos, por força maior incluem-se os seres vivos e a matéria não viva, ou inorgânica (a qual geralmente é indexada ao meio físico que rodeia os primeiros) e ainda, os fenômenos que ocorrem no interior de cada domínio, ou entre eles. Entre estes dois campos (as Ciências da Vida e as Ciências da Terra) podemos estabelecer vários tipos de relações quantitativas/ qualitativas, quase todas elas relacionadas com as dimensões, sejam elas planas (bidimensionais, dois eixos ortogonais: X e Y) ou volumétricas (tridimensionais; três eixos ortogonais entre si: X, Y e Z) e correlacionadas com uma escala, espacial (métrica/proporcional) e/ou temporal. Os mapas, ou cartas, são assim representações gráficas privilegiadas que nos permitem estabelecer e traduzir estas relações, seja no domínio das Geociências (cartas geográficas, em que se desenha a superfície terrestre e sua fisiografia, ou relevo, num plano e a determinada escala) ou sinergeticamente entre ambos os domínios (cartas temáticas, em que sobre as primeiras se descrevem relações de distribuição envolvendo áreas, distâncias ou direções). Em Paleontologia, é necessário recorrer aos mapas temáticos, os quais, se não existem indexações numéricas, são qualitativos (distribuição de espécies fósseis ou localização/posicionamento de jazidas de flora e/ou fauna, dos paleoambientes ou paleoecossistemas, mapas de isolinhas ou de linhas de similaridades, ou outros), ou então, em caso contrário, são quantitativos (frequências de ocorrência, quantidades, *ratios*, mapas de fluxo ou migração, mapas de áreas proporcionais).

Cartografia Espacial

A distribuição dos vários elementos no espaço está assim condicionada à sua projeção numa superfície, idealmente plana, obedecendo assim a um posicionamento numa grelha matricial predefinida de coordenadas. Essa miríade infinita de pontos virtuais, juntos e numa determinada orientação, poderão coalescer e formar linhas ou então áreas. Ou seja, entramos no vasto campo da cartografia espacial bidimensional, cujos exemplos mais comuns são os mapas geográficos – reduções planimétricas da superfície horizontal do mundo conhecido e que revelam a sua geografia/fisiografia em relação a uma grelha de quadrículas criada por dois eixos de referência próprios: a latitude e a longitude. Estas coordenadas são dispensáveis se as áreas geográficas a ilustrar são facilmente identificáveis – como, por exemplo, o contorno de um continente ou de um determinado país – mas essenciais à medida que o campo de visualização holístico sobre as áreas a cartografar diminui, isto é, em que são cada vez mais ampliadas. Por defeito, qualquer tentativa de traduzir a superfície do globo terrestre (geoide) num plano produz uma distorção (maior à medida que a área a representar aumenta), a qual é ligeiramente compensada através de vários tipos de projeções (as projeções de áreas equivalentes são as que mais se adequam à comparação entre áreas territoriais). Estes "gráficos" particulares podem muitas vezes evoluir para um outro domínio (no sentido vertical – altimetria ou batimetria) e onde se incluem, por exemplo, os cortes estratigráficos. Se ambas as direções coexistem criam-se assim modelos onde a geografia e a geologia convivem – mas, seja como for, uma carta continua a ser uma representação simplificada da imagem do terreno.

A escala (redução das dimensões reais a que foram sujeitos os pormenores, mantendo as distâncias relativas entre eles; pode ser proporcional ou métrica) é, de entre os vários fatores a integrar numa cartografia, aquele que em último grau vai condicionar a quantidade máxima de informação (qualitativa ou quantitativa, ou ambas) que cada mapa comportará. Geralmente, estes dois aspectos variam na ordem inversa – uma escala maior implica uma menor quantidade de informação topográfica, mas uma maior possibilidade relacional entre elementos muito distanciados entre si; uma escala menor, implica uma ampliação sobre uma determinada área em particular, exibindo e comportando assim uma maior quantidade de informação (fisiográfica e de outras ordens).

Se antigamente, o mapear de uma determinada área continental implicava o recurso a levantamentos geológicos–geotécnicos de pontos (presencial e em promontórios elevados e de horizonte desimpedido), com determinação de coordenadas planimétricas (latitude/ longitude/altitude) *in situ*, no presente este árduo trabalho cartográfico foi facilitado pela vastidão de dados que estão hoje disponíveis. Atualmente, é a imagem fotográfica que sustenta a elaboração das cartas, sendo estas obtidas ainda no interior da atmosfera terrestre (fotografia aérea vertical, que é a que mais fielmente reproduz o terreno, minimizando os erros na leitura de pormenores planimétricos, após fotointerpretação, como as medidas das dimensões, distâncias e alturas), ou então para além da exosfera (análises pancromáticas, multiespectrais e/ou multitemporais por satélite, com correção para erros geométricos e/ou radiométricos e de onde se extrai a informação relevante que se deseja). Por isso, as modernas cartas topográficas e os ortofotomapas (reproduções aerofotográficas, com restituição fotogramética métrica e interpretativa, às quais se adicionaram curvas de níveis e restante toponímia; a ortofotocartografia apresenta uma fiabilidade geográfica similar às das cartas) são o resultado de técnicas fotograméticas e da integração de todos estes dados (ortorretificados por polinômios matemáticos), exibindo uma precisão geográfica na ordem da unidade métrica-padrão. Assim e teoricamente, não existe nenhum lugar terrestre (por mais recôndito que seja) que não esteja ou possa ser mapeado (inclusive as vertentes e fossas oceânicas abissais ou hadais) – sem necessidade de contato direto entre o ambiente real, o topógrafo e o ilustrador cartográfico.

Geralmente ao ilustrador paleontológico cabe a tarefa não de cartografar (embora, por vezes, também o tenha que fazer) mas de trabalhar bases cartográficas preexistentes, optimizando-as para comportar os dados de natureza paleontológica que é necessário veicular. O mapear dos achados fossilíferos (localização) faz uso das cartas geográficas, bem como das cartas que traduzem fenômenos geológicos – ou mapas dos afloramentos geológicos (cartas geológicas). Estes mapas permitem-nos, num estádio preliminar, prever onde será maior a probabilidade de se encontrarem boas jazidas fósseis (p. ex. é mais provável encontrar fósseis de dinossauros onde os afloramentos rochosos são jurássicos).

Escavações e Cartografia Tafonômica

A cartografia espacial das escavações paleontológicas (a par com as arqueológicas e/ou antropológicas) – também chamado de desenho de campo (ligado a trabalhos de prospecção e escavações) – pode ser desenvolvida no plano horizontal (superfície) e/ou vertical (profundidade). Estes registros, num plano, permitem registrar os vários elementos petrificados (ossos, garras, dentes, impressões de pele ou elementos vegetais, cuprólitos) e/ou conservados (gastrólitos; múmias ou espécimes em âmbar, p. ex.) postos a descoberto numa jazida fóssil. Pode ainda relacioná-los espacialmente entre si, como seja o caso de ninhos, ou ainda das jazidas de grupo (que podem ser as suficientes para caracterizar comunidades que sejam típicas de áreas secas ou florestadas), permitindo mapear a localização e/ou extensão de ecossistemas (como desertos ou manchas florestais). Pode também colocar em evidência as relações entre estes achados e fenômenos geológicos (como o acarrear e deposição sedimentológica em braços de rios, após cheias colossais provocadas por imprevisíveis tromba de água e lama e que, no caminho, tenha eliminado e soterrado toda uma comunidade ripícola). A cartografia tafonômica pode inclusive auxiliar a prever, por extrapolação (cálculo das probabilidades de dispersão dos elementos fósseis), áreas de probabilidade onde eventualmente poderão ser encontradas peças perdidas do esqueleto de um vertebrado (atendendo ao desarticular e/ou transporte de peças calcificadas, por ação de fenômenos naturais, como arrastamento por água, desprendimento de terras ou soerguimentos posteriores).

Uma escavação, por circunstância do ato, implica a destruição do contexto litológico em que os restos fósseis são exumados (p. ex. no caso dos somatofósseis de hominídeos), ou extraídos. No intuito de preservar o máximo de informação, por vezes recorre-se ao registro cartográfico das escavações, tanto quanto possível em duas dimensões: a vertical, ou perfil estratigráfico, permite uma visão diacrônica (sucessão temporal); a horizontal, ou planta espacial, permite uma visão sincrônica (numa mesma época; cada planta é um registro temporal específico). A técnica de registro, para qualquer das dimensões, consiste na criação de grelhas ortogonais (um quadrado subdivisível em quadrados menores – quadrículas – identificados individualmente por letras ou números, ou ambos) (figura 28.52).

Para a obtenção de perfis estratigráficos das várias camadas sedimentares geológicas em corte, torna-se necessário estabelecer a mesma cota Z (Z é a distância do ponto ao plano horizontal de projeção) para dois pontos localizados nos extremos verticais do corte a registrar e utilizando, para o efeito de nivelamento, o nível ótico. Nesses dois pontos são cravadas estacas metálicas, depois unidas por um fio esticado para criar uma linha horizontal. Com uma régua de metro (articulado ou estático), paralelo à linha horizontal, são obtidos pontos intermédios, equidistantes entre si (10 cm ou múltiplos). Com a mesma régua métrica em posição vertical (verticalidade garantida por um fio de prumo), obtêm-se pontos equidistantes (10 cm ou múltiplos), acima ou abaixo da linha horizontal. Criada a grelha de fio no terreno, transporta-se proporcionalmente a localização das camadas para a grelha do papel milimétrico. Na arte-finalização deste corte deve constar a indicação do quadrado da grelha, a sua orientação, a escala e uma visão esquemática da localização do perfil que foi desenhado (como se fosse um alçado), entre outra informação (como a legendagem de cada camada individualizada).

Para o desenho de plantas das escavações paleontológicas, como geralmente estas ocorrem em áreas de uma única camada (estratigrafia simples), opta-se por registrar a planta de topo e, quando muito, a planta de base. Para o efeito, e para fósseis de pequena dimensão, pode utilizar-se uma quadrícula móvel (grelha em arame de 1 x 1 m), ajustando a sua horizontalidade com o auxílio de um nível de bolha de ar. Em achados de grandes dimensões a opção é sempre criar a quadrícula com base em estacas e fios cruzados perpendicularmente, ou então utilizar duas réguas de metro, disposta perpendicularmente e determinar metricamente os pontos principais que delimitam os fósseis, com o auxílio de um fio de prumo. Unindo-se os pontos, delimitam-se geometricamente as estruturas fósseis, que são depois redesenhadas *in situ* e em papel milimétrico (geralmente a uma escala de 1:10 ou 1:20; se é necessário grande definição para fazer sobressair características específicas, o fóssil pode ser desenhado à escala de 1:5 ou mesmo 1:1, ou seja o tamanho natural). A arte-finalização, resume-se depois ao tintado do desenho – a negro e/ou cor –, ou ainda ao vetorizar das linhas (se utilizar uma aplicação informática) e posterior legendagem.

Cartografia

Outro tipo de mapas espaciais, especialmente importantes para a paleontologia, são os mapas de vestígios indiretos de organismos do passado geológico, como ovos e ninhos fósseis ou trilhos fossilizados, sejam eles rastros de invertebrados, ou marcas e/ou pegadas de vertebrados (jazidas de icnofósseis). A sua disposição numa determinada área/local constitui um icnótopo, e para o qual se torna necessário proceder ao seu registro, segundo um plano horizontal, cartografando-as segundo uma grelha ortogonal bidimensional (quadrículas). A metodologia de registro é semelhante à descrita em "Escavações e cartografia tafonômica" com construção de uma grelha (desenhada diretamente na rocha com giz, ou então recorrendo a cordas esticadas e cujos vértices são dados por cavilhas cravadas na rocha), com um metro de lado (ou submúltiplos ou múltiplos, consoante a área a registrar é pequena ou mais extensa – megajazidas). Depois de limpa a área a cartografar e identificada a orientação da grelha segundo o norte magnético, cada marca/pegada é contornada a giz, estimada a sua posição relativa em função da distância aos lados da quadrícula da grelha. O sucessivo registo de cada pegada/marca individual ao longo da grelha traduz-se cumulativamente no registro do trilho que se vai desenhar no papel milimétrico; a escala utilizada para áreas pequenas pode ser de 1:10 ou 1:20 (em áreas maiores a proporção é feita de 1 para múltiplos de 10). Cada marca/pegada individual, devidamente registrada e identificada, é também contornada em película de plástico transparente, à escala 1:1, sendo posteriormente reduzida à escala pretendida.

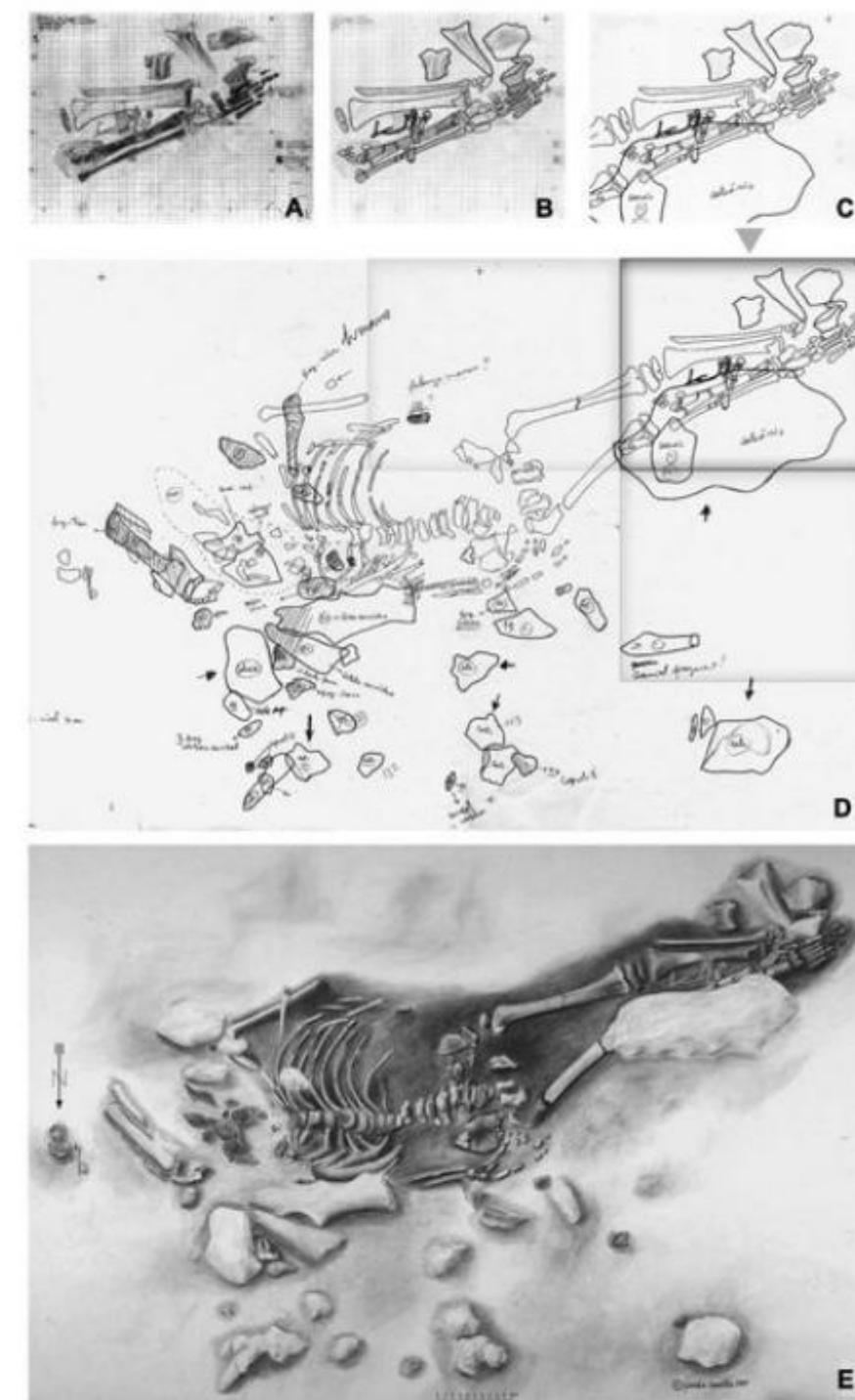



Figura 28.52 Sepultura Paleolítica (Abrigo do Lagar Velho, Leiria, Portugal; *ca* 24 500 anos) de uma criança (Menino do Lapedo) com características anatômicas que indiciam o cruzamento híbrido entre *Homo sapiens neanderthalensis* e *Homo sapiens sapiens* (Cro-magnon). (A) Desenho de campo, à escala 1:1, com posicionamento métrico das peças internamente à quadrícula ortorreferenciada. (B) Preliminar de contorno das peças e reajustes. (C) Preliminar final pronto para inclusão na composição em mosaico. (D) Composição final (mosaico) dos preliminares dos vários desenhos de campo (quadrículas). (E) Arte-final concluída em lápis de cor sobre cartão de conservação (150 cm) para o Instituto Português de Arqueologia (ilustrações singulares gentilmente cedidas por Guida Casella. © Guida Casella, 1999).

A cartografia paleoiconológica tem vindo e revela-se de uma importância extrema para o estudo de grupos de animais móveis, já que revela as limitações das características biomecânicas (intrínsecas ao indivíduos, como a amplitude do passo, a cadência, a velocidade máxima, etc.), aspectos comportamentais (intrínsecas ao grupo de uma espécie, ou de interação entre grupos diferentes, sendo possível reconstituir sequências temporais de acontecimentos dramáticos – como ataques de predadores – com a duração de segundos a vários minutos) e/ou mesmo ecológicas (quais os hábitats preferidos, em contexto de nicho ecológico e/ou migração). Estes mapas são excelentes ferramentas de análise interpretativa e, graças à escala, são passíveis de comparação intratrilhos (individualização de trilhos num mesmo registro espacial e contemporâneos) ou intertrilhos (entre trilhos com localizações geográficas e registro temporal diferentes, isto é, não contemporâneos). O rigor com que devem ser executados e o respeito absoluto à escala é pois de uma extrema importância, já que uma leve distorção poderá introduzir variáveis que falsearão as conclusões deles derivadas (figura 28.53a-b).

Cartografia Espaço-Temporal

Se à dimensão do espaço acrescentarmos a temporal, obteremos um outro tipo de mapas mais conceptuais e de pendor mais qualitativo. Nesta nova abordagem, inclui-se a cartografia histórica (até ao primeiro documento escrito), pré-histórica (elementos desenhados ou pictogramas) – ambos delimitados pelo período geológico atual (Haloceno) – e ainda os paleomapas (traduzem representações geográficas indexadas a períodos das eras mais antigas e cuja escala temporal pode ultrapassar as várias centenas de milhões de anos). À medida que recuamos para os períodos geológicos mais remotos, o grau de rigor e acuidade científica diminui drástica e proporcionalmente, a incerteza aumenta e a abstração à realidade atual é quantitativamente maior. Os quocientes de variabilidade geológica introduzidos pela dinâmica da tectônica de placas e deriva continental, ao longo dos milhões de anos da história da Terra, consequentes alterações orogênicas e da fisiografia das massas continentais (sistemas montanhosos que resultam dos choques entre continentes; bacias hidrográficas e respectivas altimétricas), dos níveis das massas oceânicas (subida e descidas dos oceanos) e ainda das interações destes com as primeiras (erosão, p. ex.), fazem com que o desenhar do recorte da crosta terrestre emergida seja um exercício gráfico, cujo resultado final poderá parecer tosco e/ou inacabado (macrogeografia continental), comparativamente ao rigor exibido pela cartografia moderna (podendo mesmo ficar aquém dos primeiros e incipientes mapas quinhentistas).

De fato, os resultados em que estas representações paleocartográficas se apoiam são inferidos indiretamente, por integração e correlação entre multitude de resultados obtidos nas geociências (geoquímica, geofísica, geomorfologia, tectônica, estratigrafia e sedimentologia, hidrologia ou outras), projeções e/ou modelação. Contudo, o estudo da natureza química das diferentes rochas (principalmente as mais antigas e estáveis), bem como dos sedimentos, da variação estratigráfica da fauna fóssil (essencialmente invertebrados aquáticos marinhos, salobros e/ou dulciaquícolas), de depósitos aluvionares (direção e tipo de sedimentos acarreados) é o suficiente para localizar com relativa segurança os maciços montanhosos mais antigos, ou mesmo as grandes linhas de água doce de permeio entre eles, seus deltas estuarinos e a hidrologia que as caracterizava (direção de escorrência, zonas de águas paradas, rápidos, etc.). Estudos similares realizados em áreas contíguas, permite alargar o horizonte a cartografar e a computar o resultado sob a forma de modelos paleogeográficos prováveis. Desde o princípio do Pré-Câmbrico, as bacias oceânicas, com uma profundidade média de 3,5 km, têm vindo a elevar-se decorrentes dos processos de reciclagem da litosfera e da descida dos níveis médios do mar (p. ex. por acumulação cíclica de água nos polos). A paleogeotectônica ajuda-nos a compreender que a litosfera que forma os continentes é menos densa (essencialmente granítico-sedimentares) que a litosfera oceânica, pelo qual sofre um processo de subducção (processo pelo qual uma placa tectônica desliza sob outra, dando origem a tensões na crosta terrestre) menor, enquanto os fundos oceânicos (rochas basálticas, mais densas) são continuamente reciclados para o manto (subseção; formam as fossas e cristas oceânicas). Desta forma, os fundos oceânicos são compostos por rochas "novas" (menos que 150 Ma), enquanto a crosta continental é composta de rochas muito antigas (pelo menos 2 500 Ma), formando extensas massas "flutuantes", rígidas e estáveis, ou cratões, ou outras maiores ainda, formadas pela sua "fusão" continental pós-choque. A determinação das idades das rochas (cronologia com base na análise da radioatividade das rochas

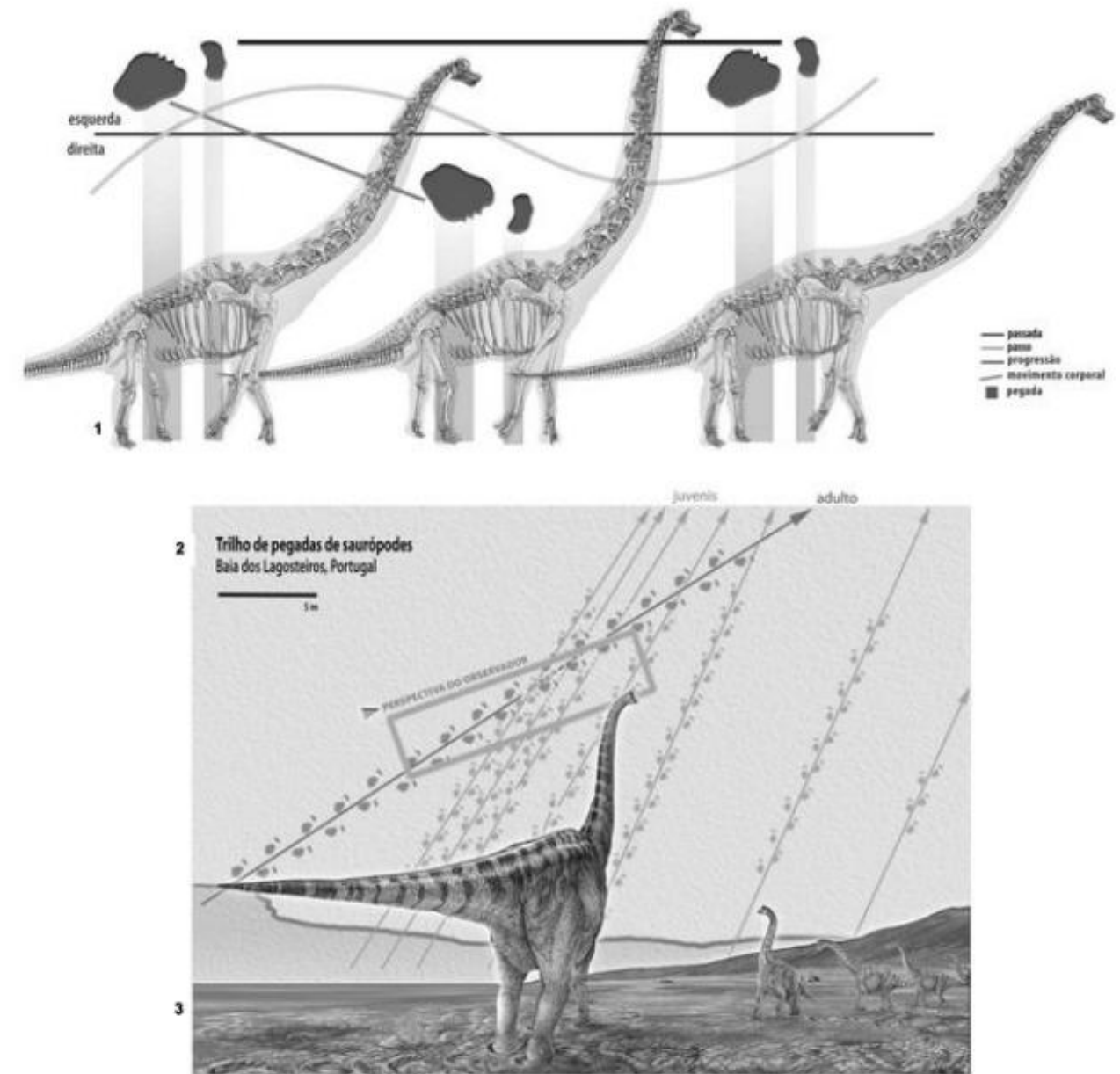



Figura 28.53a A leitura e a interpretação dos trilhos de pegadas permite ao paleontólogo extrair muita informação sobre o tipo de locomoção (qual a orientação dos ossos longos nas articulações dos membros, qual a amplitude que as mesmas permitiam – amplitude de passo – e também sobre a velocidade), complementando assim os estudos e limites impostos pela anatomia funcional e biomecânica relacionada. Estas características são intrínsecas, em primeira ordem, ao indivíduo (ao seu porte, suas deficiências, ou outras), mas também distintivas entre espécies diferentes do mesmo grupo (em segunda ordem), ou entre espécies de grupos diferentes, em terceira e última ordem. Os trilhos são assim momentos fixados no tempo e no espaço, como que fotografados na "película" da crosta terrestre, que nos permitem levantar mais um pouco do véu sobre como teria sido o dia a dia (ou parte) daquelas comunidades animais. O cartografar preciso da área em que o trilho conste, segundo uma quadrícula métrica e a sua representação rigorosa é pois um dos primeiros passos para a correta compreensão daquele registro fóssil. (1) Diagrama interpretativo da passada de um saurópode de grandes dimensões e sua correlação com o movimento corporal e articulações, para a progressão no terreno; arte digital. © F. Correia. (2) Mapa de vários trilhos de pegadas de saurópodes descoberto na Baia dos Lagosteiros, com indicação do número de pegadas que compõem cada trilho, estádio de desenvolvimento a que pertencem e orientação da progressão; arte digital. © F. Correia. (3) Reconstituição temporal de uma seção dos trilhos, no preciso momento que antecede o cruzamento do adulto com quatro juvenis, na vasa estuarina à beira-mar; arte digital. © F. Correia.

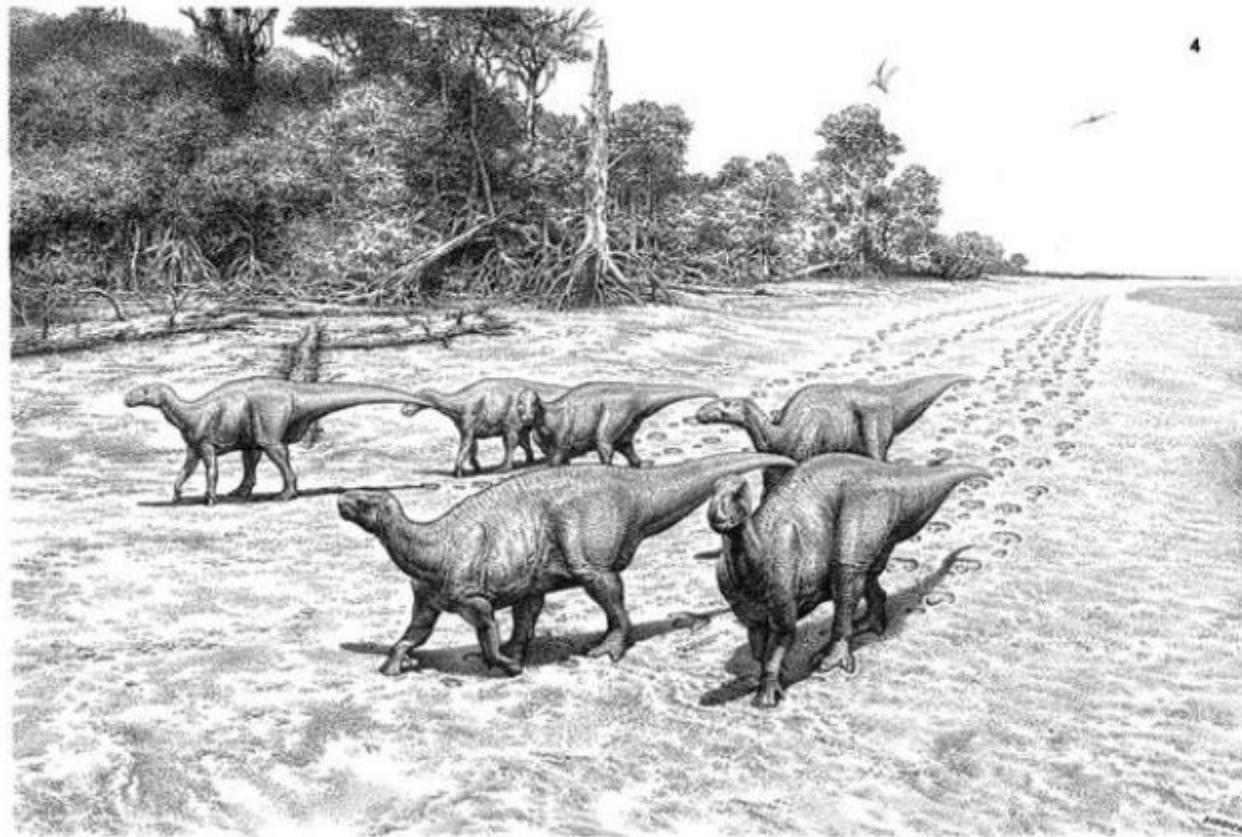



Figura 28.53b (4) Trilho produzido por uma manada de Iguanodon, no que hoje é o Alameda Parkway (Colorado, USA) e vulgarmente se denomina a "autoestrada dos dinossauros"; nanquim em papel. © John Sibbick.

magmáticas e metamórficas) e do magnetismo fóssil, ou paleomagnetismo (estudo do campo magnético terrestre em épocas geológicas remotas, com base nas rochas contendo minerais ferromagnéticos que ao arrefecerem a temperaturas inferiores aos 500ºC retêm e "memorizam" a direção do campo magnético terrestre quando o material estava muito quente – magnetização termorremanescente; nos últimos 65 Ma ocorreram cerca de 130 inversões de polaridade) permitem reconstruir a posição relativa das grandes massas continentais em períodos geológicos diferentes, isto é, inferir a evolução geotectônica e seus eventos (subducções, falhas ou *rifts*, colisões de cratões, etc.). Estas evidências, junto com as anomalias magnéticas lineares, fornecem assim pistas objetivas diretas sobre a localização da crosta continental emersa (no Câmbrico, há 600 Ma existia um enorme continente, a Gondwana, localizado perto do polo sul, que daria origem a um novo supercontinente, Pangeia, 300 Ma depois), bem como da direção que os vários maciços continentais antigos tomaram a 130 Ma atrás, quando da sua fragmentação e posterior migração ao longo da latitude N-S (mas não da longitude, ou E-O), permitindo obter assim reconstruções cientificamente credíveis e já muito plausíveis. Estes modelos são depois complementados e otimizados com base em evidências indiretas, como as que se obtêm da paleoclimatologia (algumas rochas só se formam em condições climatológicas específicas; p. ex. o carvão ocorre em situações de umidade e a bauxita em condições quentes e úmidas, pelo que a sua presença pode indiciar uma formação junto ao paleoequador, onde a umidade e as temperaturas são mais altas) e as da paleobiogeografia, em que se relaciona a distribuição e a evolução da fauna e da flora ao longo dos vários continentes e tempos geológicos (a sua maior ou menor similaridade de ocorrência, ou menor ou maior diversidade específica resultante do isolamento e da evolução, em diferentes massas continentais podem ser usa-

das para aferir uma maior ou menor proximidade geográfica). Contudo, mesmo que construídos com um maior grau de certeza que há décadas atrás, não deixam de ser *puzzles* retalhados e incompletos, já que diferentes interpretações das evidências científicas, diretas e/ou indiretas, podem criar faces de encaixe diferentes na orla de cada peça continental, com maiores ou menores rotações da orientação do cratão sobre o seu eixo (pois a longitude é um dado desconhecido. Deve-se ter em atenção que a representação cartográfica destes paleomapas representa toda a parte da plataforma continental, em maior ou menor grau de expressão (no que respeita à interface emersa/imersa), muitas vezes, até próximo da margem do talude continental (margem geológica que limita os continentes). De fato, as linhas costeiras que atualmente se representam nos precisos e modernos modelos cartográficos são geologicamente recentes (pouco mais têm que algumas dezenas de milhares de anos). Estando em constante mutação geológica (por regressão ou invasão do mar face ao redimensionar das bacias oceânicas, alteradas pelo dinamismo da deriva continental, mais que por alterações de volume de água, que se mantém praticamente inalterado desde o Pré-Câmbrico; por erosão ou outros fenômenos geológicos) são consideradas como efêmeras em termos geológicos (ou de Ma). Assim e neste tipo de mapas, os limites continentais não devem ser confundidos com as suas linhas costeiras.

A orografia do terreno interior às grandes massas emersas é uma característica que fica hierarquicamente aquém da importância traduzida pelas linhas de contorno que individualizam grandes massas continentais, não sendo geralmente desenhado. A única exceção prende-se com as grandes e antigas cadeias montanhosas, suficientemente perenes no tempo geológico (uma montanha leva até 10 Ma para se formar e pode durar até 100 Ma) e independentemente de serem o resultado das colisões dos continentes (como os Himalaias, na Ásia Central, resultantes da colisão da Índia com a Eurásia), atividade vulcânica, *rifts*, ou de levantamentos continentais marginais, por subducção da litosfera oceânica (como os Andes, na América do Sul). A sua expressão máxima deverá ser observada quando da sua gênese, diminuindo progressivamente nos restantes períodos geológicos, por erosão.

As manchas hipsométricas (manchas de cor entre curvas de nível que representam diferentes classes de altitude, com a maior altitude) e as linhas batimétricas (em que cada cor representa uma profundidade diferente, sendo as das plataformas continentais submersas representadas de azul-claro e as zonas após o talude, de azul-escuro) que modelam o relevo da superfície terrestre (emersa e/ou imersa, respectivamente) são preteridas por simples e homogêneas manchas de sombra, considerando uma iluminação oblíqua virtual (com origem no canto superior esquerdo e direcionada, em diagonal, para o canto inferior direito) e a incidir sobre a orografia do terreno (quanto mais alto for o edifício montanhoso, mais extensa e escura será a sua sombra). Por convenção, as áreas desérticas são representadas por tonalidades amarelo-acastanhadas e as restantes zonas, com maior ou menor expressão de vegetação, de gradientes de tonalidade verde.

A falta crônica de informação científica real e direta também justifica a não representação das linhas de água interiores principais (ou, quando muito, desenhadas incipientemente e prolongando-se pouco mais além da localização dos estuários), bem como a quase total ausência da localização de grandes acumulações de água doce, como sejam os lagos ou lagoas interiores (quando muito representam-se oceanos interiores).

É neste tipo particular de mapas que o ilustrador científico poderá ter uma maior intervenção criativa (devido a este conjunto de referências disperso e pobre, em que o investigador que desenvolve a teoria se apoia – a qual, convém esquecer, não deixa de ser uma mera e plausível interpretação, entre várias outras possíveis). A dificuldade em cartografar áreas e diferenciar e caracterizar ambientes geológicos (terra emersa ou setores marinhos, salobros ou dulciaquícolas) aumenta à medida que progredimos na escala geológica e ultrapassamos a fronteira temporal em que a vida surgiu na sua multitude de formas (principalmente aquelas passíveis de sofrerem processos de fossilização).

Preparação de Mapas para Paleontologia

A execução de cartas temáticas (mapas tafonômicos, icnológicos ou paleomapas) seguem as mesmas regras e convenções basilares equacionadas para a cartografia moderna, tanto podendo ser desenhados à mão como por aplicações informáticas (figura 28.54a-b). A principal preocupação do ilustrador deve ser a de hierarquizar visualmente os resultados, ou dados, a sobrepor sobre a carta topográfica, criando níveis ou patamares de informação relacionada (o mais importante é o que deve ser visto primeiramente), a dispor sobre uma base cartográfica espacial (à escala e com orientação ao Norte magnético), visualmente não competitiva (suporte-base) – isto é deve planear estrategicamente toda a carta de modo a poder dirigir a atenção da leitura para o que realmente é importante apreender, seja qual for o leitor (um entendido ou um leigo). Esta codificação em mancha, linha ou ambas, ou mesmo pictórica (imagens desenhadas), recorre também a auxiliares iconográficos (símbolos) repetitivos, ou a caracteres (números e/ou letras) para tornar a ilustração mais legível e facilitar a sua imediata interpretação sem necessidade de explicações descritivas acessórias, para além de singelo e discreto quadro da legenda (organizado em duas colunas: ícone gráfico e respectiva tradução do seu significado). Estes auxiliares, que regra geral são convencionados, também devem ser discretos, isto é, não podem concorrer visualmente com a informação gráfica cartografada.

A escolha da escala em que o mapa vai ser preparado depende de vários fatores, que devem ser considerados num equilíbrio o mais harmonioso possível. O aspecto principal a considerar é a quantidade de informação realmente pertinente que deve ser colocada numa determinada área do mapa; devem também ser equacionados a dimensão final em que o mapa será publicado e os custos associados (impressão monotonal, *duotone*, cor integral). A redução de um mapa pode ser algo desejável, pois este deve ser sempre feito em dimensões superiores àquela em que será impresso, entre 150 e 200%, para ganhar pormenor com a redução ou até permitir utilizações posteriores em outros produtos ou suportes, onde a dimensão final seja ligeiramente superior, sem perder qualidade. A ampliação de cartas desenhadas à mão ou criadas em programas de imagem *raster* (ou mapa de *bits* – *bitmaps* – como o Adobe Photoshop), geralmente feita por interpolação (o valor do *pixel* na imagem corrigida é uma média ponderada do valor dos quatro *pixeis* mais próximos na imagem original) e proporcional para ambas as dimensões de largura/comprimento (para evitar distorção dimensional), é uma ação a evitar, pois para além de diminuir a qualidade da imagem (suaviza o contraste e a definição de contornos que desvanecem, ou ficam escadeados, etc.), vai fazer sobressair/ampliar eventuais erros ou defeitos de execução e/ou técnica.

Como nenhum mapeamento é feito a uma escala 1:1 (uma unidade no mapa é equivalente a uma unidade real de campo), as representações cartográficas assumem, por defeito e sempre, um grau de generalização (isto é, não se trata de eliminar toda a informação detalhada, mas sim de focar a atenção somente no estritamente necessário). Assim, à medida que a área mapeada de base diminui proporcionalmente em escala, a generalização aumenta. Em consequência, é cada vez mais difícil discriminar opticamente os vários detalhes com o mesmo grau de pormenor, em áreas cada vez mais diminutas (um mapa realizado a uma escala representativa de 1:25 000 comporta um relevo topográfico com sensivelmente o dobro do detalhe/pormenor e comporta níveis de informação superiores a um outro realizado, com as mesmas dimensões físicas, mas à fração de 1:50 000; assim, num mapa que é 1/50 000 da área real, teríamos que colocar o dobro da informação de cartografia, na mesmíssima unidade de mapa que utilizamos para o de 1/25 000 (algo impossível, física e dimensionalmente, sem "compressão" dimensional e eventual sobreposição de dados). O mesmo deve acontecer para a distribuição dos dados paleontológicos que serão suportados por essa carta (devem ser indexados à classe de unidades por quilômetro quadrado; exemplo: 100 achados/km²).

Por esta razão a pré-seleção da escala proporcional, enquanto documento de trabalho (desenhos preliminares) é de suma importância, mas será a escala métrica aquela que deve constar no documento final (um traço horizontal paralelo à extremidade inferior, a que se faz corresponder uma distância no terreno), visto ser a única que acompanha efetivamente reduções e/ou ampliações posteriores. Para obviar estas limitações físicas e tanto quanto possível, os mapas devem ser realizados em aplicações vetoriais (como o Adobe Illustrator ou Freehand) ou em programas de síntese de imagens 3D (mapas tridimensionais) – uma vez que utilizam fórmulas matemáticas traduzidas em vetores e/ou polígonos, pelo que a resolução é independente da dimensão e podem ser aumentados ou reduzidos até ao infinito, sem perda de qualidade. Se necessário, estes programas permitem a exportação posterior para programas *raster* (como programas de pintura ou edição fotográfica; mapas planimétricos ou bidimensionais).

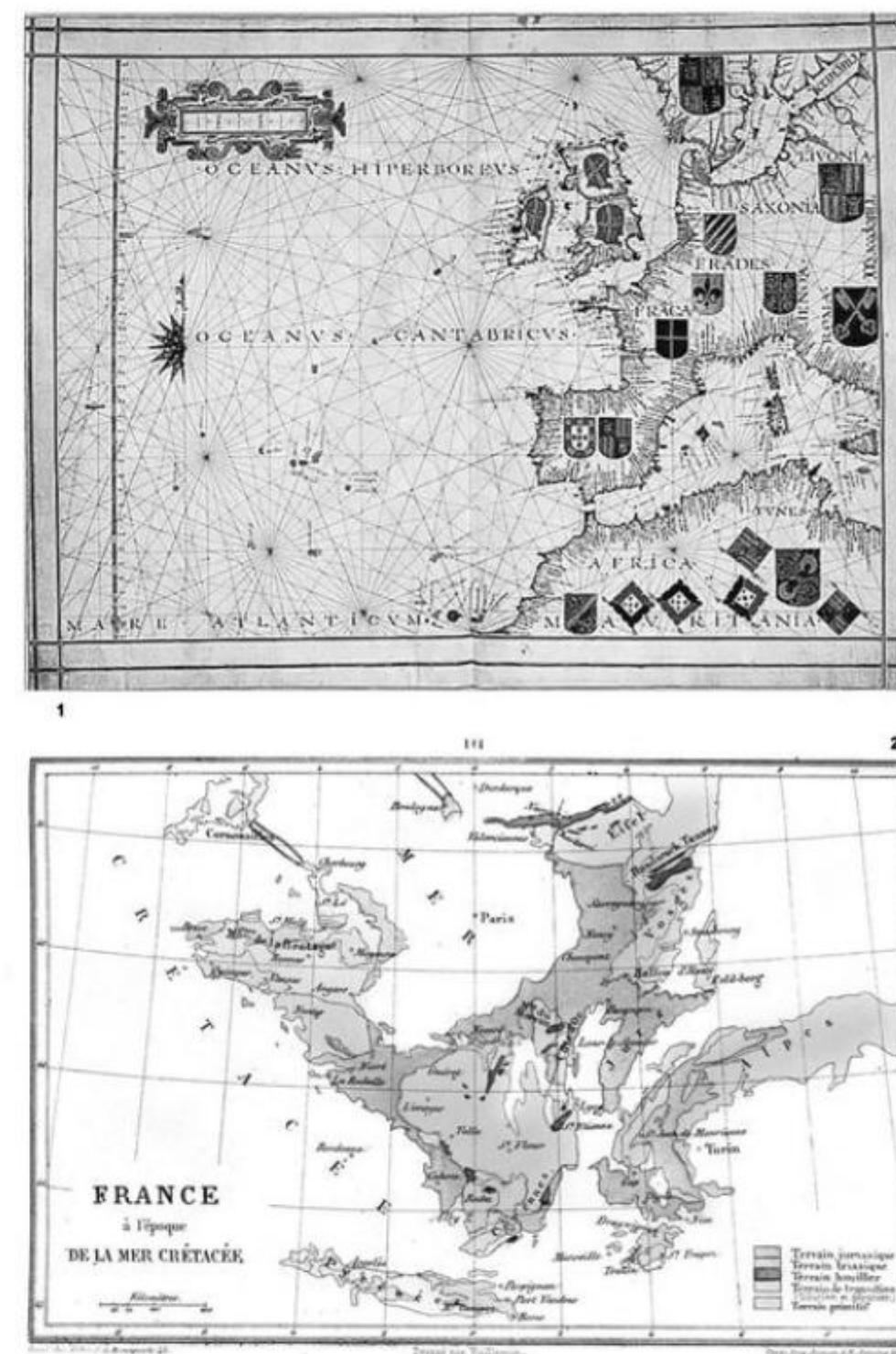



Figura 28.54a (1) Exemplo de cartografia quinhentista da parte ocidental da Europa e costa norte da África. Atlas atribuído ao cartógrafo Fernão Vaz Dourado, 1520-1580; Códice iluminado, contendo 17 plantas para além de tábuas de declinação (Portugaliae Monumenta Cartographica, vol. III, Lisboa, Comissão para as Comemorações do V Centenário da morte do Infante D. Henrique, 1960, p. 29-32). Fonte/autorização: Biblioteca Nacional de Portugal. (2) Projeção cartográfica de como seria a França durante o período Cretácico da Era Mesozoica. *In:* Louis Figuier,1866. *La terre avant le Déluge*. Librairie Jde L. Hachette *et* C.ie; imagoteca particular de F. Correia.

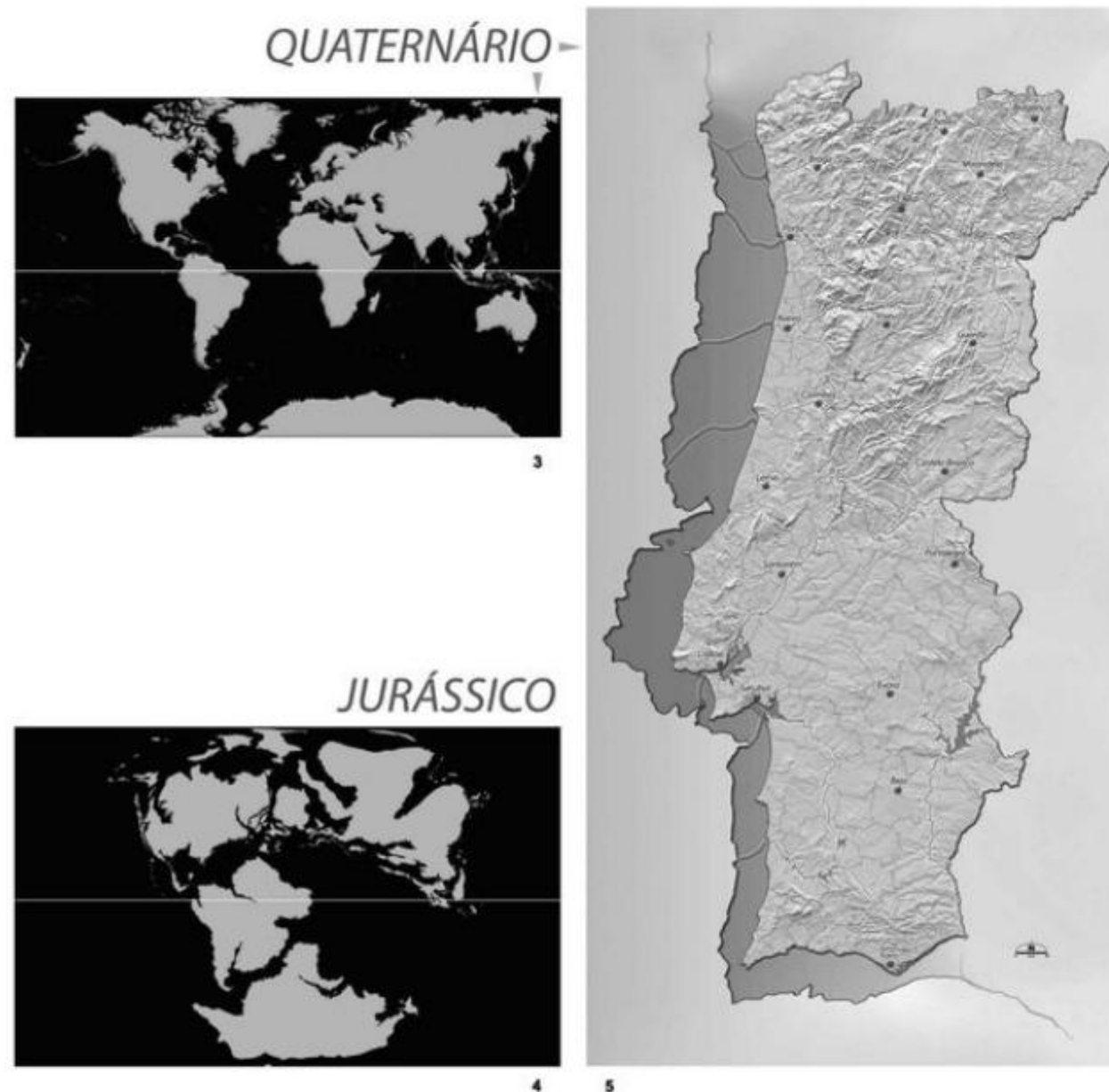



Figura 28.54b (3) Representação paleocartográfica das massas continentais emersas durante o Jurássico Superior da Era Mesozoica. © F. Correia. (4) Representação cartográfica das massas continentais no presente tempo (Quaternário da Era Cenozoica). © F. Correia. (5) Durante as fases glaciares do período Quaternário da atual era Cenozoica – com particular incidência na glaciação mais recente, ou de Würm – e tendo como motivo toda a água retida sob a forma de gelo, vários estudos apontam para que o nível do Oceano Atlântico se localizasse cerca de 100 a 140 metros abaixo do atual nível costeiro. Como efeito imediato, a linha de costa ibérica estaria a cerca de meia centena de quilômetros além da posição que atualmente ocupa (área representada de cinzento-escuro). Posteriormente e a partir do Último Máximo Glacial – que ocorreu há cerca de 18 000 anos atrás – o aumento paulatino da temperatura ambiental provocou o degelo progressivo e fez subir novamente o nível do mar, ao longo de milhares de anos até a linha da costa continental contemporânea – área em relevo, cinzento mais claro (fonte: Dias *et alii*, 2000). © F. Correia.

Uma boa base cartográfica tanto pode ser uma simples linha de contorno/recorte de uma área geográfica, como uma outra em que a superfície seja desenhada para reproduzir a fisiografia em relevo tridimensional – depende do propósito e objetivos a alcançar. Em qualquer dos casos, esta deve ser otimizada eliminando todos os pormenores supérfluos que possam confundir a sua leitura – por essa razão, a utilização de mapas comerciais (com pormenores como rede ferroviárias, monumentos, pontos de interesse turístico, etc.), como base de trabalho, não é funcionalmente desejável (já que o seu arranjo implica um enorme trabalho de recomposição até se tornar minimamente funcional).

O ilustrador deverá, também em conjunto com o paleontólogo, definir *a priori* qual a área geográfica que será cartografada, a qual não deve exceder aquela que é estrita e absolutamente necessária para suportar os dados paleontológicos a incluir. Para uma melhor compreensão do posicionamento georreferenciado, poder-se-á incluir um pequeno mapa acessório, com as fronteiras políticas da região, estado ou país, o qual deve ser colocado preferencialmente no canto superior esquerdo (local para onde, inconscientemente e por condicionamento cultural europeu, se dirige o nosso olhar ao iniciar a leitura). Sendo necessário providenciar uma área mais detalhada (ampliação), esta deve ser colocada ao longo da diagonal e no canto oposto ao primeiro mapa acessório (inferior direito). Cria-se assim uma leitura uniforme, visualmente coesiva e progressiva – do global para o particular, passando pela imagem intermédia e que constitui o corpo principal desta ilustração composta.

Outra preocupação do ilustrador/paleontólogo é a de planear qual o nível de informação geográfica a incluir: topografia em relevo, reforçado pela altimetria das curvas de nível (definir equidistância; de cinco em cinco curvas deve ser representada uma curva mestra através de traço mais grosso e com indicação da cota/altitude; a cor convencionada a utilizar é o castanho), marcos geodésicos (cor de representação: castanho), rede hidrográfica (rios de 1ª e 2ª ordens, ribeiros, represas, barragens, lagos, lagoas, pântanos, etc.; cor de representação convencionada: azul) e, eventualmente, rede viária (autoestradas, estradas asfaltadas de primeira e segunda ordens, caminhos de terra batida...; cor de representação convencionada: vermelho). Deve-se ter em mente que a inclusão de alguns pormenores que facilitem a orientação e o posicionamento geográfico (como os principais sistemas fluviais e toponímia, isto é, os nomes próprios de algumas povoações mais significativas) são importantes, mesmo que estas não contribuam significativamente para a compreensão do propósito maior dessa ilustração cartográfica temática. As linhas de latitude e longitude são outros auxiliares preciosos no geoposicionamento da área desenhada, podendo ser remetidas para os cantos do mapa (onde se encontram os eixos físicos das margens, contribuindo para que o leitor estime uma grelha matricial com grande facilidade), ou mesmo desenhadas e sobrepondo-se sobre o corpo da área mapeada (se não entrar em conflito visual com os elementos nele posicionados). Por fim, o Norte geográfico é um elemento que também deve constar do mapa (a forma mais simples é uma seta encabeçada por "N", embora possa assumir formas mais elaboradas ou mesmo hibridizar-se com outros elementos, como, p. ex. a escala métrica), uma vez que permite inferir a orientação que o ilustrador/*designer* imprimiu essa ilustração (o espaço disponível na publicação a que se destina pode ditar a orientação do mapa e obrigar a rotações da imagem por forma a que essa área melhor se enquadre na estrutura/*design*/espaço do plano maquetizado).

As escolhas de padrões/texturas (tramas em linhas, pontos ou formas, com orientação paralela ou outra), cores (especialmente aconselhadas para os mapas qualitativos) ou espessuras de linhas da área cartografada de base devem ser ponderadas cuidadosamente, em antecipação a eventuais reduções, de modo a evitar coalescência de pontos nas tramas/texturas ou desvanecimentos de cor que induzam a interpretações/leituras errôneas destas cartas (os mapas geralmente são desenhados para poderem sofrer reduções de até 50%, pelo que a escala proporcional deve ser preterida em relação à escala métrica – a única que realmente acompanha proporcionalmente as reduções dimensionais). Por sua vez, a seleção de texturas ou cores associadas ao pictogramas, símbolos e letras devem ser suficientemente diversos e distintivos (p. ex. deve-se evitar a utilização de diferentes tonalidades dentro da mesma cor-bas), para facilitar a seleção perceptiva dos elementos da mesma família e natureza gráfica. A sobreposição de símbolos/caracteres com áreas de manchas planas de cor, texturas padronizadas ou linhas, deve ser feita de modo que a área que rodeia estas formas gráficas esteja limpa (ou por remoção de cor/textura subjacente, ou utilizando um efeito de brilho/*outer glow* externo ao símbolo/letra – em ambos os casos cria-se um "linha" branca que envolve integralmente as formas gráficas de legendagem; as linhas devem ser inter-

rompidas a favor do símbolo ou letra). Quando da execução da área mapeada, nenhum destes elementos (incluindo as palavras para designações) deve ficar com menos de 1,5 a 3 mm na forma final da ilustração (publicação), pelo que a sua inclusão deve ser planeada tendo em conta uma possível e posterior redução. As palavras devem ser escritas num estilo limpo (não serificado, ou seja, sem muitas curvas e arabescos) e dispostas paralelamente ao eixo horizontal inferior – salvo em alguns casos particulares em que pode acompanhar a fisiografia do elemento que designa, simulando a sua orientação mais curvilínea (como p. ex. nos rios, estradas, cadeias montanhosas ou serras, etc.). Regra geral também as palavras de designação cumprem uma hierarquia de valores, sendo que as mais importantes são escritas em caixa alta (maiúsculas), seguidas das que são iniciadas somente por maiúscula. A diferenciação pode ainda ser acentuada pelo uso de negrito (*bold*) e tamanhos de tipos diferentes; os rios e corpos de água são escritos em itálico.

Sendo os mapas, como se referiu, congêneres evoluídos dos gráficos de dois eixos, é usual observar o seu enquadramento numa moldura de linhas que fecham e delimitam fisicamente a área cartografada num quadrado, ou retângulo – a qual também serve de suporte à marcação das latitudes e longitudes. Esta linha pode exibir a mesma espessura nos quatro lados da figura geométrica, ou então, ser ligeiramente mais espessa nas linhas horizontal inferior e vertical direita – este pequeno e elegante artifício gráfico como que "levanta" o mapa do plano do papel e introduz a ilusão ótica de tridimensionalidade (o plano do mapa faz "sombra" sobre o plano da folha onde está impresso, ao respeitar-se a convenção da orientação da luz que parte do canto superior esquerdo). O não enquadramento geométrico pode conferir ao mapa um aspecto inacabado, mas que se justifica em algumas publicações menos formais e para um público-alvo mais leigo e/ou juvenil. Por outro lado, o adorno das margens com ilustrações de fósseis ou representações *in vivo* das espécies referenciadas, cria uma moldura virtual que por si formata o necessário enquadramento – o qual funciona muito bem quando o mapa é o produto impresso em si (pôster/cartaz ou painel). O intitular de um mapa está intimamente ligado à sua independência (pôster), ou dependência (se incluso no meio do texto de uma obra); o título irá encabeçar o produto no primeiro caso (síntese enfática do cerne da mensagem a transmitir) e figurará incluso na legenda, no segundo. Se uma mesma publicação comportar mais que um mapa (sejam eles mapas de áreas, de relevo, de pontos, de fluxo ou de proporção, ou ainda híbridos entre estes e gráficos de setores ou barras), deve-se ter o cuidado de que para todos eles seja respeitada a mesma hierarquia gráfica aprovada para o primeiro, mantendo assim uma desejada uniformidade e coerência visual, que contribuem para facilitar a acomodação interpretativa do leitor e maximizar a velocidade da sua leitura.

O Futuro

Na ilustração paleontológica, tal como na ilustração em geral (seja ela popular ou científica) é permitido o uso de todo tipo de técnicas de expressão plástica, sejam elas as ditas "clássicas" (materiais de risco, como a grafite, ou de pintura, como os acrílicos), ou as decorrentes do uso de meios informáticos. Contudo, algumas apresentam maior potencialidade face à menor ou maior adequação à imagem que é preciso criar ou restaurar graficamente. Na realidade, não existe uma dialética antagônica que exclua umas em prol de outras; muito pelo contrário. O normal para um ilustrador é fazer uso de mais de uma técnica, numa abordagem mista e híbrida, tendo em vista a perseguição e a satisfação dos objetivos e metas do paleontólogo, no menor tempo/esforço/custos possível. Começar com lápis de grafite, adicionar meios líquidos, a pincel ou aerógrafo, importar e trabalhar em plataformas informáticas, imprimir, adicionar texturas, fotografar digitalmente, criar composições de integração no computador com outras ilustrações singulares de idêntica gênese metodológica, ou outra diametralmente oposta, não só é lícito, como desejável. Cabe ao ilustrador, enquanto técnico com experiência comprovada no campo gráfico, decidir o método e o fluxo de trabalho, criar sinergias produtivas. À ilustração paleontológica não deve ser exigido nem um estilo pessoal, nem técnico, mas sim a necessidade imperiosa de ser clara, concisa e simples, adequada e de apreensão fácil e, acima de tudo, correta, rigorosa e credível, à luz dos conhecimentos científicos atuais.

Contudo, a verdade é que as técnicas digitais assumem um lugar preponderante e basilar na pirâmide imagética, com cada vez maior destaque na ilustração paleontológica, quer em nível da estruturação e animação orgânica (desde esqueletos, ou partes fósseis, a reconstituições completas dos animais e plantas *in vivo*), quer na construção e na modelação de paisagens, mapas e na estruturação de imagens compósitas e híbridas

(mais complexas). Os atuais programas de modelação paisagística e cartográfica permitem construir virtualmente cenários inteiros com toda a complexidade inerente de elementos arbóreos, arbustivos e herbáceos, sedimentos, pedras e afloramentos rochosos, planos líquidos de diferentes tipologias e características (ondulação, transparência e reflexividade), sob condições atmosféricas muito diversas – tudo isto numa única "caixa". Se antes as suas potencialidades se restringiam a ensaios gráficos, de perspectiva e estudos preliminares de arranjo espacial dos diferentes elementos, hoje extravasam essa fronteira e permitem concretizar toda a arte-final, com ou sem auxílio de programas complementares de desenho.

O uso de plataformas e aplicações computadorizadas, cada vez mais intuitivas e potentes, permite reproduzir quase todos os clássicos ambientes técnicos de expressão plástica, com três vantagens imediatas: a) o original é qualitativamente não corrompido por fatores externos (ácido do papel, umidade, sol, alimentação de invertebrados, outros), e ao mesmo tempo moldável, isto é, passível de encaixar grandes alterações (mesmo que num ambiente 2D), no momento da concepção ou posteriormente, quer seja no indivíduo ou no cenário que o acompanha (inclusão ou eliminação de características individuais ou outros figurantes); b) o uso de aplicações 3D (imagens de síntese) permite evoluir para a tridimensionalidade no espaço (sem recorrer a modelos físicos) passível de ser transfigurada ou alterada (em forma, em volumetria, em padrão de textura e cor, ou de acordo com projeções particulares) sem esforço equivalente a uma nova criação; c) a ilustração torna-se muito mais acessível aos novos meios de comunicação baseados em tecnologias digitais – aspecto importante dado a cada vez maior velocidade de descobertas de novas informações paleontológicas e a necessidade compulsiva da sua divulgação para o exterior, e à própria voracidade com que o meio acadêmico e a sociedade em geral as absorvem.

A informação tridimensional dos esqueletos de dinossauros pode ainda ser recolhida com digitalizadores 3D de leitura e varrimento por *laser* (cujos dados são processados em computador através de aplicações específicas que corrigem formas, fraturas, falta de ossos, ou outros) e convertidos em modelos 3D, ilustrados ou animados (se articulados peça a peça). Como vantagem adicional, acresce ainda a impressão 3D com aparelhos de prototipagem rápida, que permitem obter modelos físicos (esculturas à escala), incluindo já as características desenhadas.

O futuro da ilustração científica paleontológica passa assim, sem dúvida, pela paulatina acomodação dos paleoartistas às imagens de síntese ou modelos 3D, a maioria dos quais podem ser animados, e onde intuitivamente podem aplicar e experimentar os conceitos de biomecânica e morfologia funcional, tão caros a esta ciência. Mas, e como a história da ilustração científica nos tem ensinado, isto não significa a extinção gradual dos paleoartistas "clássicos" (hoje, a grafite continua tão atual como quando foi descoberta, no século XVII), pois por um lado existirá sempre um nicho onde se justifique a utilização particular dessas técnicas, mais do que a construção de elaborados modelos computadorizados (por vezes extremamente morosos e carentes de tecnologia em *hardware/software* nem sempre acessível), e por outro, a própria ilustração digital não deixa de ser, em si mesma, mais um exemplo de ilustração paleontológica (o computador mais não é do que mais uma ferramenta ou utensílio a que o ilustrador paleontológico pode recorrer).

Tal como no passado, também no presente e no futuro, serão sempre os objetivos a atingir que, em última instância, decidem a melhor estratégia de execução gráfica a empregar.

Referências

ANTÓN, M. 2007. *El secreto de los fósiles*. Aguilar/SantillanaEdiciones Generales, S. L., Madrid, 360 p.

BARRET, P. 1999. *National Geographic Dinosaurs*. National Geographic Society, Washington D. C. ,192 p.

CACHÃO, M. & SILVA, C. M. 2004. Introdução ao património paleontológico português: definições e critérios. Geonovas, *18*: 13-19.

COINEAU, Y. 1987. *Cómo Hacer Dibujos Científicos: materiales y métodos*. Editorial Labor, S.A., Barcelona, 237 p.

CORREIA, F. 2008. *Ilustração paleontológica*. Coleção Cadernos de Ilustração Científica. Prex/UFMG, Belo Horizonte, Minas Gerais, Brasil, 12 p.

CORREIA, F. 2000. *Megalosaurus in Computer Era*. GNSI Newsletter, March issue, *3*: 10-11.

CORREIA, F. 2005. *Ilustração Científica – o saber da imagem e a imagem do saber*; Leitura, Literatura Infantil e Ilustração 5/Investigação e prática docente, Edições Almedina S.A. VIANA, F. & MARTINS, E. (coord.), p. 221-241.

CORREIA, F. 2006. Metamorfoses paleontológicas – dos fósseis aos esboços em vida; *Atlantis – TAP Portugal, 26* (4): 76-81.

CORREIA, F. 2007. From pen to mouse. *GNSI Journal, 39* (8): 23-29.

CORREIA, F. 2007. Examples of typical beneficial computer uses with step-by-step instructions /From pen to mouse; part 1 of 3. *GNSI Newsletter, 39* (9): 11.

CURIE, P. J. & PADIAN, K. 1997. *Encyclopedia of Dinosaurs*. Academic Press, California, 869 p.

DANCE, S. P. 1981. *The Art of Natural History*. Cameron Books, Ltd. London, 224 p.

DIAS, J. M. A.; BOSKI, T.; RODRIGUES, A.; MAGALHÃES, F. 2000. Coast line evolution in Portugal since the Last Glacial Maximum until present – a synthesis. Marine Geology, *170*: 177-186.

FARLOW, J. O. & BRETT-SURMAN, M. K. 1997. *The complete Dinosaur*. Indiana Universirty Press, Bloomington, 752 p.

FORD, B. J. 1993. *Images of Science: a History of Scientific Illustration*. Oxford University Press, New York, 208 p.

FULLER, E. 2000. *Extintc Birds*. Oxford University Press, New York, 398 p.

GARDOM, T. & MILNER, A. 1993. *O Livro dos Dinossauros do Museu de História Natural de Londres*. Caminho, Lisboa (edição portuguesa), 128 p.

GOULD, S. J. 1993. *The Book of Life*. Ebury Hutchinson, London, 256 p.

HAINES, T. 1999. *O Tempo dos Dinossauros*. Editorial Notícias, Lisboa (edição portuguesa), 288 p.

HALLETT, M. 1987. Bringing Dinosaurs to Life. *in Dinosaurs Past and Present, Volume 1, Natural History Museum of Los Angeles County*, 96-113.

HODGES, E. 2003. *The Guild Handbook of Scientific Illustration* (2nd edition). John Wiley & Sons, Inc. New Jersey, 624 p.

JASTRZEBSKI, Z. T. 1985. *Scientific Illustration: a guide for the beginning artist*. Prentice-Hall, Inc. New Jersey, 319 p.

JOHANSON D. C. & MAITLAND , A. E. 1981. *Lucy: The Beginnings of Humankind*. Simon & Schuster, USA, 492 p.

KELVIN, G. V. 1992. *Illustrating for Science*. Watson-Guptill Publications, BPI Communications, Inc. New York, 192 p.

LOCKLEY, M. 1987. Dinosaur Trackways. *in Dinosaurs Past and Present, Volume 1, Natural History Museum of Los Angeles County*, 80-95.

LONG, J. 1998. *Dinosaurs of Australia and New Zealand and Other Animals of the Mesozoic Era*. University of New South Wales Press Ltd., Sydney, 188 p.

LUCAS, S. G. 2004. *Dinosaurs, the textbook*. McGraw Hill, New York, USA, 280 p.

MASSIRONI, M. 1996. *Ver pelo Desenho: aspectos técnicos, cognitivos, comunicativos*. Edições 70, Lda., Lisboa, 204 p.

NORMAN, D. 1994. *Prehistoric Life – the Rise of the Vertebrates*. Macmillan, London, 247 p.

NORMAN, D. & SIBBICK, J. 1985. *The Illustrated Encyclopedia of Dinosaurs*. Salamander Books Ltd., London, 208 p.

PALMER, D. 1999. *The Marshall Illustrated Encyclopedia of Dinosaurs & Prehistoric Animals*. Marshall Editions Developments Ltd, London, 312 p.

PAPP, C. S. 1968. *Manual of Scientific Illustration with special chapters on Photography, Wm. C Brown Company Publishers*, Iowa, USA, 318 p.

PAPP, C. S. 1976. *Manual of Scientific Illustration with special chapters on Photography, Cover Design and Book Manufacturing*. American Visual Aid Books, California, USA, 342 p.

PAUL, G. S. 1987. The Science and Art of Restoring the Life Appearance of Dinosaurs and their Relatives – a rigorous How-to Guide. *in Dinosaurs Past and Present, Volume 2, Natural History Museum of Los Angeles County*, 4-49.

PAUL, G. S. 2000. *The scientific american book of dinosaurs*. Byron Preiss Book/St. Martin's Press, New York, 424 p.

RICH, P. V.; TETS, G. F. & KNIGHT, F. 1990. *Kadimakara – Extintc Vertebrates of Australia*. Princeton University Press, Princeton, 284 p.

ROBIN, H. 1992. *The Scientific Image*: from cave to computer. Harry N. Abrams, Inc. New York, 239 p.

RUSSELL, D. 1987. Models and Paintings of North American Dinosaurs. *in Dinosaurs Past and Present, Volume 1, Natural History Museum of Los Angeles County*, 114-131.

SANTOS, V. F. 2008. *Pegadas de Dinossauros de Portugal*. Museu Nacional de História Natural, Museu da Politécnica. Universidade de Lisboa, 124 p.

SOUSA, F. 1999. *Introdução ao desenho arqueológico*. Textos de Apoio. Núcleo de Arqueologia e História, Museu Municipal, Câmara Municipal de Almada, 104 p.

Scientific Illustration Committee of the Council of Biology Editors (vários). 1988. *Illustrating Science: standards for publication*. Council of Biology Editors, Bethesda, Maryland, 296 p.

VOLPE, R. & MORGAN, A. 2008. Artistry of Rudolph Zallinger's great murals at Yale. *GNSI Journal*, vol. *40*(8): 17-21.

WOOD, P. 1994. *Scientific Illustration: a guide to biological, zoological, and medical rendering techniques, design, printing and display* (2nd edition). John Wiley & Sons, Inc. New Jersey, 158 p.

JAZIGOS FOSSILÍFEROS

Jazigos Fossilíferos do Brasil: Legislação e Cooperação Científica Internacional

Dermeval Aparecido do Carmo
Ismar de Souza Carvalho
Rodrigo Miloni Santucci
Michelly Amorim da Silva

Os fósseis, desde a Idade Antiga, têm servido para instigar o pensamento acerca da compreensão da natureza. Geralmente, atribuía-se aos fósseis uma origem sobrenatural, porém alguns gregos já os interpretavam como relacionados a restos de organismos. Modernamente, o termo "fóssil" abrange todos os restos e vestígios de organismos preservados em sistemas naturais, como rochas, sedimentos, gelo e âmbar.

O presente texto visa trazer aos leitores informações a respeito da coleta e do armazenamento de exemplares fósseis, bem como sobre a cooperação científica internacional em paleontologia, abordando, para tanto, os aspectos constitucionais e legais referentes ao patrimônio fossilífero. Busca-se, igualmente, alertar a sociedade e os profissionais da área para a perda da memória cultural e de dados científicos importantes que podem ser destruídos caso as autoridades competentes e a própria sociedade não atuem no cumprimento da legislação que protege o patrimônio fossilífero.

Também é apresentado um histórico a respeito do tratamento jurídico que visa à preservação dos fósseis e à regulamentação jurídica da cooperação científica internacional. Além disso, discute-se a importância científica, cultural e econômica, bem como se apresenta uma breve caracterização dos principais jazigos fossilíferos do Brasil.

Legislação Brasileira sobre Patrimônio Fossilífero

Patrimônio Cultural pode ser definido como o "conjunto de bens, materiais ou imateriais, que traduzem a história, a formação e a cultura de um povo, de uma comunidade ou de um país" (Leuzinger & Cureau, 2008). Vale salientar que a arqueologia distingue-se da paleontologia, uma vez que aquela se refere ao estudo de objetos antigos produzidos pelo homem, especialmente monumentos, artes e artefatos, enquanto a paleontologia se interessa pelos restos de organismos e/ou vestígios de suas atividades biológicas.

Inseridos nesse contexto encontram-se os sítios de valor paleontológico, os quais a Constituição da República Federativa do Brasil de 1988 buscou inovar e modernizar a concepção, classificando-os, no seu conjunto, como "patrimônio cultural brasileiro" e agrupando-os nas suas especificidades enquanto "bens de natureza material e imaterial".

Entretanto, a ideia de proteção do patrimônio fossilífero não é tão recente. Na Constituição Federal de 1934, artigo 10, inciso III, competia à União e aos Estados a proteção das "belezas naturais e os monumentos de valor histórico ou artístico" e, ainda, no artigo 148, competia "à União, aos Estados e aos Municípios

(...) proteger os objetos de interesse histórico e o patrimônio artístico do País".[1]

Na Constituição Federal de 1937, artigo 134, previa-se de forma genérica a proteção do patrimônio fossilífero nos quais "os monumentos históricos, artísticos e naturais, assim como as paisagens ou os locais particularmente dotados pela natureza", gozavam da "proteção e dos cuidados especiais da Nação, dos Estados e dos Municípios", sendo ainda "os atentados contra eles cometidos" equiparados aos crimes cometidos contra o patrimônio nacional.[2]

Na Constituição Brasileira de 1946, artigo 175, "as obras, os monumentos e os documentos de valor histórico e artístico, bem como os monumentos naturais, as paisagens e os locais dotados de particular beleza", ficavam sob a proteção do Poder Público,[3] tendo sido acrescida as jazidas arqueológicas pelo artigo 172 da Constituição Brasileira de 1967 (artigo 180 pela Emenda Constitucional nº 01 de 1969), em que "ficam sob a proteção especial do Poder Público os documentos, as obras e os locais de valor histórico ou artístico, os monumentos e as paisagens naturais notáveis, bem como as jazidas arqueológicas".[4]

Com isso, pode-se observar que as constituições citadas revelavam preocupações genéricas quanto à proteção do patrimônio fossilífero, colocando sob "a proteção do poder público" as obras, os monumentos, os documentos e os locais de valor histórico e artístico e as paisagens naturais.

Atualmente, a Constituição Federal de 1988, **em seu** artigo 216, inciso V **define como "patrimônio cultural brasileiro os bens de natureza material e imaterial, tomados individualmente ou em conjunto, portadores de referência à identidade, à ação, à memória dos diferentes grupos formadores da sociedade brasileira", nos quais são incluídos "os conjuntos urbanos e sítios de valor histórico paisagístico, artístico, arqueológico,** paleontológico, **ecológico e científico".**[5]

A Constituição Federal prevê, ainda, em seu artigo 20, inciso X, que constituem bens da União "as cavidades naturais subterrâneas e os sítios arqueológicos e pré-históricos", dessa maneira, os fósseis são considerados bens da União, cabendo a esta a responsabilidade na defesa do patrimônio cultural.

Legislação Infraconstitucional

O patrimônio cultural abrange obras, documentos, objetos, ou seja, bens de natureza material, até bens de natureza imaterial, desde que possuam "referência à identidade, à ação e à memória" do povo brasileiro, "incluindo os sítios urbanos e de valor histórico e os bens integrantes do patrimônio paisagístico, arqueológico, paleontológico, ecológico, tecnológico, artístico e científico" (Leuzinger & Cureau, 2008).

Desse modo, a proteção do patrimônio cultural, além da previsão constitucional, pode ser encontrada em leis esparsas que visam regulamentar as atividades de pesquisa científica e a coleta e a comercialização do patrimônio da União. No que tange ao patrimônio fossilífero, não é possível, ainda, encontrar um tipo penal específico que defina como crime a coleta indevida ou a comercialização ilegal de material fóssil. Entretanto, podem ser aplicadas penas aos crimes cometidos contra o patrimônio cultural, no qual se encontram os bens de natureza paleontológica, nos termos da Constituição Federal de 1988, conforme será abordado nos tópicos a seguir.

A. Decreto-Lei nº 4.146/1942

A preservação dos jazigos fossilíferos é abordada na legislação brasileira desde 1942. Por sugestão do paleontólogo Llewellyn Ivor Price, então funcionário do Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM),[6] o então Presidente Getúlio Vargas, sensibilizado com a questão da preservação dos fósseis, assi-

[1] Disponível em: <http://www.planalto.gov.br/ccivil_03/Constituicao/Constituiçao34.htm>. Acesso em: 16 nov. 2008.
[2] Disponível em: <http://www.planalto.gov.br/ccivil_03/Constituicao/Constituiçao37.htm>. Acesso em: 16 nov. 2008.
[3] Disponível em: < http://www.planalto.gov.br/ccivil_03/Constituicao/Constituiçao46.htm>. Acesso em: 17 nov. 2008.
[4] Disponível em: <http://www.planalto.gov.br/ccivil_03/Constituicao/Emendas/Emc_anterior1988/emc01-69.htm>. Acesso em: 17 nov. 2008.
[5] Disponível em: <http://www.planalto.gov.br/ccivil_03/Constituicao/Constituiçao.htm>. Acesso em: 18 nov. 2008.
[6] Vale salientar que, atualmente, o DNPM está ligado ao Ministério de Minas e Energia.

nou o **Decreto-Lei nº 4.146**,[7] de 04 de março de 1942, que dispõe sobre a proteção dos depósitos fossilíferos.

"**Artigo 1º** Os depósitos fossilíferos são propriedades da nação, e, como tais, a extração de espécimes fósseis depende de autorização prévia e fiscalização do Departamento Nacional de Produção Mineral, do Ministério da Agricultura.

Parágrafo único. Independem dessa autorização e fiscalização as explorações de depósitos fossilíferos feitas por museus nacionais e estaduais, e estabelecimentos oficiais congêneres, devendo, nesse caso, haver prévia comunicação ao Departamento Nacional da Produção Mineral."

Observa-se que, neste caso, o artigo 1º atribui a propriedade dos fósseis à Nação, termo diferente do empregado atualmente, quando são atribuídos à União.

B. Decreto-Lei nº 227/1967 – Código Brasileiro de Mineração

Com a entrada em vigor do **Decreto-Lei nº 227**,[8] de 28 de fevereiro de 1967, a redação do Código Brasileiro de Mineração (Decreto-Lei nº 1.985, de 29 de janeiro de 1940) sofreu alterações, passando a regular sobre os direitos das "massas individualizadas de substâncias minerais ou fósseis, encontradas na superfície ou no interior da terra formando os recursos minerais do país", consoante o artigo 3º, inciso I. Definindo em seu corpo normativo que:

"**Artigo 4º** – Considera-se jazida toda massa individualizada de substância mineral ou fóssil, aflorando à superfície ou existente no interior da Terra, e que tenha valor econômico; mina, a jazida em lavra, ainda que suspensa.

(...)

Artigo 10 – Reger-se-ão por leis especiais:

(...)

Inciso II – As substâncias minerais ou fósseis de interesse arqueológico.

Inciso III – Os espécimes minerais ou fósseis destinados a museus, estabelecimentos de ensino e outros fins científicos."

Ressalta-se aqui que o regulamento do Código de Mineração apontava claramente que as massas individualizadas de substâncias fósseis enquadradas no código se referiam às classes de rochas betuminosas, turfas, linhitos e carvões, tendo sido revogadas em 1997.

C. Decretos nº 72.312/1973 e 3.166/1999

O **Decreto nº 72.312**, de 31 de maio de 1973, promulgou a Convenção sobre as medidas a serem adotadas para proibir e impedir a importação, exportação e transferência de propriedades ilícitas dos bens culturais estabelecidas pela Conferência Geral da Organização das Nações Unidas para a Educação, a Ciência e a Cultura (UNESCO), reunida em Paris de 12 de outubro a 14 de novembro de 1970.

Os materiais fósseis encontram amparo no artigo 1º, alínea 'a' do Decreto nº 72.312/1973, sendo definido como bens culturais "quaisquer bens que, por motivos religiosos ou profanos, tenham sido expressamente designados por cada Estado como de importância para a arqueologia, a história, a literatura, a arte ou a ciência", pertencentes às "coleções e exemplares raros de zoologia, botânica, mineralogia e anatomia, e objetos de interesse paleontológico", dentre outros. O decreto referencia, ainda, que a remessa de fóssil ao exterior pela compra ilegal está em desacordo com a convenção assinada por países que compõem a Organização das Nações Unidas (ONU). Alguns países como Estados Unidos, Alemanha, Inglaterra e Japão, entretanto, não ratificaram essa convenção e atualmente são os principais destinos dos fósseis brasileiros ilegalmente enviados ao exterior.

Nesse mesmo sentido, há o **Decreto nº 3.166**,[9] de 14 de setembro de 1999, que promulgou a Convenção da UNIDROIT sobre bens culturais furtados ou ilicitamente exportados, concluída em Roma em 24 de junho de 1995. Nesse decreto, aplicam-se solicitações de caráter internacional para restituição de bens culturais furtados ou o retorno de bens culturais ilicitamente exportados, visando, com isso, proteger o patrimônio cultural dos países signatários da citada convenção. Podendo, inclusive, requisitar perante os tribunais do Estado em que se encontre o bem cultural ilicitamente exportado ou furtado o seu retorno ao país de origem.

[7] Disponível em: <http://www.dnpm.gov.br/conteudo.asp?IDSecao=67&IDPagina=84&IDLegislacao=2>. Acesso em: 17 nov. 2008.
[8] Disponível em: <http://www.dnpm.gov.br/conteudo.asp?IDSecao=67&IDPagina=84&IDLegislacao=4>. Acesso em: 18 nov. 2008.
[9] Disponível em: <http://www.planalto.gov.br/ccivil_03/decreto/D3166.htm>. Acesso em: 17 nov. 2008.

No Decreto nº 3.166/1999, é prevista a proteção das "coleções e espécimes raros de zoologia, botânica, mineralogia, anatomia, objetos que tenham interesse **paleontológico**".

D. Lei nº 7.347/1985

A referida lei regulamenta, em seu artigo 1º, incisos IV e V, respectivamente, as ações de responsabilidade por danos morais e patrimoniais causados a "bens e direitos de valor artístico, estético, histórico, turístico e paisagístico" e "por infração da ordem econômica". No que tange à infração à ordem econômica, a Lei nº 8.176/1991, define como crime a exploração de matéria-prima sem a devida autorização legal e as penalidades caso haja o descumprimento da lei.

Consoante ao que é definido no artigo 3º da Lei nº 7.347/1985,[10], a ação civil pública poderá indicar a condenação na forma pecuniária ou ao cumprimento de obrigação, podendo inclusive, ingressar com ação cautelar (ação que visa assegurar de maneira provisória o objeto discutido no processo) a fim de evitar o pretenso dano aos bens e direitos de valor artístico, estético, histórico, turístico e paisagístico.

No artigo 5º dessa lei estão previstos os legitimados a propor a ação civil, sendo conferido, ainda, ao Ministério Público intervir como fiscal da lei. Nesse mesmo sentido, cabe a qualquer pessoa e, obrigatoriamente, ao servidor público solicitar a atuação do Ministério Público enviando-lhe informações sobre os fatos que constituam objeto de ação.

E. Lei nº 9.985/1990

A Lei nº 9.985 estabeleceu o Sistema Nacional de Unidades de Conservação da Natureza (SNUC), o qual prevê dentre as modalidades de conservação o Monumento Natural que, de acordo com seus artigos 8º e 12, constitui uma unidade de proteção integral que visa à proteção de sítios naturais raros, singulares ou de grande beleza cênica. Nesta categoria podem ser estabelecidos monumentos naturais com base na ocorrência de fósseis. A proposição do Monumento Natural pode ser feita tanto pelas esferas federal, estadual e municipal, ficando a responsabilidade do gerenciamento da unidade a cargo de seu proponente. Atualmente existem no Brasil quatro Monumentos Naturais criados para a proteção de fósseis: Monumento Natural das Árvores Fossilizadas do Estado do Tocantins (Lei Estadual nº 1.179/2000), em Filadélfia-TO; Monumento Natural Vale dos Dinossauros (Decreto Estadual nº 23.832/2002) em Sousa – PB; Monumento Natural Sítios Geológicos e Paleontológicos do Cariri (Decreto Estadual nº 28.506/2006), na Chapada do Araripe – CE e Monumento Natural de Peirópolis (Lei Municipal nº 10.339/2008), em Uberaba – MG.

F. Lei nº 9.605/1998

A Lei nº 9.605,[11], de 12 de fevereiro de 1998 dispõe sobre as sanções penais e administrativas derivadas de condutas e atividades lesivas ao meio ambiente e, no que tange ao patrimônio cultural, nos quais os fósseis estão inseridos, prevê-se que:

"**Artigo 63** – Alterar o aspecto ou estrutura de edificação ou local especialmente protegido por lei, ato administrativo ou decisão judicial, em razão de seu valor paisagístico, ecológico, turístico, artístico, histórico, **cultural**, religioso, arqueológico, etnográfico ou monumental, sem autorização da autoridade competente ou em desacordo com a concedida:

Pena: reclusão, de 1 (um) a 3 (três) anos, e multa.

Artigo 64 – Promover construção em solo não edificável, ou no seu entorno, assim considerado em razão de seu valor paisagístico, ecológico, artístico, turístico, histórico, **cultural**, religioso, arqueológico, etnográfico ou monumental, sem autorização da autoridade competente ou em desacordo com a concedida:

Pena: detenção, de 6 (seis) meses a 1 (um) ano, e multa."

A previsão legal de crime contra o patrimônio cultural, nos artigos descritos, estabelece penas que variam de 6 (seis) meses a 3 (três) anos de reclusão caso haja o descumprimento da lei.

[10] Disponível em: <http://www.planalto.gov.br/ccivil_03/LEIS/L7347orig.htm>. Acesso em: 17 nov. 2008.
[11] Disponível em:<http://www.planalto.gov.br/ccivil_03/LEIS/L9605.htm>. Acesso em: 19 nov. 2008.

G. Portaria nº 385/2003 – Regimento Interno do DNPM

A **Portaria nº 385**,[12] de 13 de agosto de 2003, publicada no Diário Oficial da União em 14 de agosto de 2003, revogou a Portaria nº 42, de 22 de fevereiro de 1995, do Ministério de Minas e Energia (MME), passando, assim, a regular o regimento interno do DNPM. Em que se destaca:

"**Artigo 9º** – À Diretoria de Fiscalização compete (...):

(...)

Inciso VII – coordenar e supervisionar as atividades relacionadas à fiscalização dos **depósitos fossilíferos**.

Artigo 10 – À Diretoria de Desenvolvimento e Economia Mineral compete (...):

(...)

Inciso II – desenvolver, gerenciar, controlar, acompanhar, executar e consolidar o sistema de informações relativo aos recursos minerais, hidrominerais, paleontológicos, tecnologia mineral, economia, política mineral e meio ambiente, possibilitando ao DNPM disponibilizá-las ao público;

Inciso VI – propor e dar suporte à representação do DNPM junto a instituições que tratem de assuntos relacionados à geologia, paleontologia, tecnologia mineral, gestão ambiental, administração, economia e política de recursos minerais;

Inciso X – realizar estudos e ações visando à preservação, proteção e difusão do acervo técnico-científico que constitui a memória geológica do País, afeto à Autarquia, em especial os monumentos naturais, os sítios geológicos, os depósitos fossilíferos, os museus de minerais e rochas e as litotecas, fósseis e materiais relacionados, em articulação com os demais Órgãos do DNPM.

Artigo 11 – Aos Distritos compete (...):

(...)

Inciso II – Na área de fiscalização:

c) averiguar denúncias de realização de lavra clandestina de recursos minerais e dilapidação de depósitos fossilíferos, realizando a apreensão de bens e equipamentos utilizados e resultantes da atividade irregular;

d) exercer o controle e a fiscalização dos depósitos fossilíferos."

Como se pode constatar, os jazigos fossilíferos são reconhecidos como parte integrante do patrimônio cultural do país e há uma série de legislações que visam preservá-los, bem como regulamentar a pesquisa científica dos mesmos.

Apesar disso, a proteção dos jazigos fossilíferos carece de uma lei que defina expressamente como crime a comercialização ilegal de fósseis. Sendo utilizado, nos casos de coleta e comercialização ilegal de fósseis, o Código Penal Brasileiro, **Decreto-Lei nº 2.848, de 07 de dezembro de 1940**, em seus artigos 163 (dano), 165 (dano em coisa de valor artístico, arqueológico ou histórico), 166 (alteração de local especialmente protegido), 180 (receptação), 318 (facilitação de contrabando ou descaminho) e 334 (contrabando ou descaminho).[13]

Para sanar tal lacuna na legislação, o Senador Lúcio Alcântara (CE) propôs o **Projeto de Lei nº 245/1996**, tendo posteriormente recebido a denominação de Projeto de Lei nº 1.859/1999, na Câmara dos Deputados.

O Projeto de Lei nº 1.859/1999 dispunha sobre a proteção ao patrimônio fossilífero, nos termos do artigo 1º, em conformidade com o artigo 216, inciso V, da Constituição Federal, que especifica como patrimônio cultural "**os conjuntos urbanos e sítios de valor histórico, paisagístico, artístico, arqueológico, paleontológico, ecológico e científico**".

O Projeto de Lei (PL) anteriormente mencionado declara como crime a comercialização de fósseis e prevê sanções penais e administrativas para os infratores. Em resumo, pode-se concluir, com base no texto proposto, que é ilegal a coleta e o transporte de material fóssil sem a prévia autorização do órgão competente, e, ainda, o armazenamento e a venda de espécimes fósseis no território brasileiro. Entretanto, tal PL foi arquivado na Mesa Diretora da Câmara dos deputados, no dia 17 de dezembro de 2004, conforme publicado no

[12] Disponível em:<http://www.dnpm.gov.br/assets/legislacao/pmme38502.pdf>. Acesso em: 20 nov. 2008.
[13] Disponível em:<http://www.planalto.gov.br/ccivil_03/Decreto-Lei/Del2848.htm>. Acesso em: 20 nov. 2008.

Diário da Câmara dos Deputados, Ano LX, nº 41, página 8.873, em 29 de março de 2005.[14] Apesar de ter sido avaliado quanto ao mérito, o projeto foi considerado inconstitucional porque partiu do Legislativo quando a competência para legislar sobre esse tema é exclusiva do Poder Executivo.

Após o arquivamento do PL 1.859/1999, o Senador Pedro Simon (RS) reapresentou o texto original sob a denominação de **Projeto de Lei nº 57/2005**, que, atualmente, encontra-se na Comissão de Constituição, Justiça e Cidadania – CCJ – Senado Federal – pronto para entrar na pauta da Comissão, após o envio do relatório pela Senadora Marina Silva. A redação do atual projeto de lei prevê as mesmas sanções penais e administrativas aos casos de comercialização de fósseis, aplicando-se igualmente à pesquisa e à coleta ilegal, sem autorização do órgão competente. Pelo fato de ter sido proposto novamente pelo Poder Legislativo, entende-se que será considerado inconstitucional, sob o vício de iniciativa, conforme mencionado acima.[15]

O aspecto puramente legal apresentado anteriormente reveste o interesse em preservar o patrimônio fossilífero brasileiro. Essa preservação é importante sob vários enfoques seja ele científico, cultural ou econômico. Em termos científicos, a preservação do patrimônio fossilífero, o qual tem sido denominado em projeto da UNESCO de 'Patrimônio Paleobiológico', é fundamental para que haja uma apropriada abordagem da evolução biológica e da história ecológica da Terra.

Trata-se, portanto, de referência científica e cultural para que se possa observar as transformações ambientais que nosso planeta sofreu no passado, bem como descrever e interpretar aquelas que estão em curso. Em termos jurídicos, a preservação do patrimônio se justifica de acordo com Wild (1988), pois os fósseis são "monumentos culturais" de importância científica e de interesse para a sociedade.

Cooperação Internacional em Paleontologia

A cooperação científica internacional representa um avanço para o desenvolvimento científico, tecnológico e cultural dos países, pois confere aprimoramento ao estudo científico e tecnológico bem como aos profissionais a mobilidade no desenvolvimento conjunto de pesquisas, com uma capacitação em alto nível de recursos humanos.[16]

Para tanto, há a denominada Expedição Científica que representa toda "atividade de cooperação, envolvendo o intercâmbio entre instituições brasileiras e estrangeiras, por meio de projetos conjuntos de pesquisa científica e desenvolvimento tecnológico", sendo englobada nessa atividade a coleta de material científico realizada por estrangeiros no Brasil, assim como a remessa desse material ao exterior, "à exceção de material biodiverso, de competência do IBAMA".[17]

Por material científico entendem-se os "dados, materiais, espécimes biológicos e minerais, peças integrantes da cultura nativa e popular presente e passada, que se destinem ao estudo, difusão ou pesquisa".[18]

Esse tipo de cooperação científica depende de aprovação do Governo Brasileiro, por meio do Ministério de Ciência e Tecnologia – MCT. Para obter tal autorização, "a instituição brasileira responsável pela coleta e/ou remessa deve apresentar ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico – CNPq – o pedido de autorização",[19] nos termos do Decreto nº 98.830/1990 e da Portaria do MCT nº 55/1990, que regulamentam a autorização e o acompanhamento das Expedições Científicas por parte do MCT, condicionando as autorizações à apresentação de projeto conjunto de pesquisa entre instituições brasileiras e estrangeiras.[20]

[14] A informação pode ser acessada no *site*: <http://www2.camara.gov.br/internet/proposicoes>. Acesso em: 14 nov. 2008.
[15] Conforme se observa no *site:* <http://www.senado.gov.br/sf/atividade/materia/detalhes.asp?p_cod_mate=72666>. Acesso em: 14 nov. 2008.
[16] Disponível em:<http://www.cnpq.br/programas/coopint/index.htm>. Acesso em: 19 nov. 2008.
[17] Disponível em:<http://www.cnpq.br/programas/coopint/expedicaocientifica/index.htm>. Acesso em: 20 nov. 2008.
[18] Disponível em:<http://www.cnpq.br/programas/coopint/expedicaocientifica/index.htm>. Acesso em: 20 nov. 2008.
[19] O Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) é uma agência do Ministério da Ciência e Tecnologia (MCT) destinada ao fomento da pesquisa científica e tecnológica e à formação de recursos humanos para a pesquisa no país.
[20] Disponível em: <http://www.cnpq.br/programas/coopint/expedicaocientifica/index.htm>. Acesso em: 19 nov. 2008.

A. Decreto nº 98.830/1990

Por meio do **Decreto nº 98.830**,[21] de 15 de janeiro de 1990, passou-se a disciplinar a coleta de dados, materiais científicos, espécimes biológicos e minerais, bem como as peças integrantes da cultura nativa e popular. Esta normatização de coleta abrange as atividades de campo exercidas por pessoa física ou jurídica estrangeira em todo o território nacional, consoante artigo 1º do decreto.

No presente instrumento normativo está estabelecido que as atividades realizadas por entidades estrangeiras somente serão autorizadas se possuírem a participação e a corresponsabilidade de uma instituição brasileira de "elevado e reconhecido conceito técnico-científico, no campo de pesquisa correlacionado com o trabalho a ser desenvolvido", sendo-lhe conferido o dever de acompanhar e fiscalizar as atividades que serão exercidas pelos estrangeiros.

A instituição brasileira, nos termos do artigo 11, é responsável pela elaboração de relatórios parciais, encaminhados ao MCT a cada seis meses, e de um relatório final, no prazo de sessenta dias, contado do término das atividades, nos quais irá informar sobre os resultados obtidos na atividade.

Ao Ministério de Ciência e Tecnologia (MCT) compete avaliar e autorizar, por tempo determinado – conforme define o artigo 8º, os pedidos de coleta e pesquisa formulados pelas instituições brasileiras em coparticipação. Tal instituição deverá informar detalhadamente a fonte dos recursos que custearão as atividades a serem desenvolvidas no país, bem como as despesas decorrentes da sua co-participação (conforme determina o artigo 5º do Decreto), sob pena de ter a suspensão imediata da atividade em curso, a declaração de inidoneidade do infrator, com o impedimento, temporário ou permanente, para patrocinar pesquisa científica no Território Nacional, dentre outras penalidades definidas no artigo 13 do Decreto nº 98.83/1990.

No que tange à remessa ao exterior dos materiais coletados em atividade de campo, somente poderão ser destinados após prévia autorização do MCT e "desde que assegurada, pelo interessado, sua utilização em atividades exclusivamente de estudos, pesquisas e difusão, com a observância no disposto no parágrafo único do artigo 4º", nos termos do artigo 9º do Decreto.

O envio ao exterior deve ser previamente autorizado, caso contrário incorrerá nas penas ora mencionadas de crime contra o patrimônio cultural da União. Com a devida autorização, a remessa ao exterior deve ser custeada pelo estrangeiro interessado, por intermédio da instituição técnico-científica brasileira, que manterá no país cópia dos registros de campo das coletas. Podendo, ainda, o MCT reter exemplares, peças e/ou cópias dos materiais coletados.

"A utilização do material coletado para fins comerciais, inclusive a sua cessão a terceiros, dependerá de acordo prévio a ser firmado pelos interessados com o MCT, respeitados os direitos de propriedade, nos termos da legislação brasileira em vigor", artigo 10 do Decreto.

Por fim, em consonância com o artigo 12, "qualquer pessoa física ou jurídica que constatar o desenvolvimento das atividades em desacordo" com o disposto no decreto, ou com outras normas legais e regulamentares vigentes, "poderá comunicar o fato ao MCT, que determinará a sua apuração e promoverá outras medidas cabíveis junto aos órgãos públicos competentes".

B. Portaria nº 55/1990

Tendo em vista o disposto nos artigos 14 e 15 do Decreto n.º 98.830/1990, o MCT aprovou a **Portaria nº 55**,[22] de 14 de março de 1990, que regulamenta a coleta por estrangeiros de dados e materiais científicos no Brasil.

No artigo 1º da Portaria estão descritos os casos em que o regulamento se aplica, citam-se, "pessoas físicas ou jurídicas estrangeiras ou organizações internacionais governamentais ou não governamentais, domiciliadas no exterior", "exercendo atividades no país", "empresas brasileiras, cujo controle efetivo seja de pessoas físicas ou jurídicas estrangeiras", dentre outros. Não sendo aplicada, entretanto, às coletas ou pesquisas incluídas no monopólio da União.

[21] Disponível em: <http://www.mct.gov.br/index.php/content/view/15172.html>. Acesso em: 19 nov. 2008.
[22] Disponível em: <http://www.mct.gov.br/index.php/content/view/19340.html>. Acesso em: 19 nov. 2008.

No que tange à extração de material fossilífero, conforme mencionado anteriormente, somente instituições nacionais de ensino e pesquisa podem realizar a coleta, e, em caso de participação de instituições estrangeiras, somente podem atuar sob cooperação e supervisão daquelas e sob autorização do DNPM, segundo a Portaria nº 55/1990 e o Decreto-lei nº 4.146/1942.

A coparticipação e a corresponsabilidade de instituição brasileira constitui requisito indissociável da cooperação internacional, cabendo-lhe, como define o artigo 14, o "papel relevante nas atividades científicas com a participação de estrangeiros que envolvam coleta de dados e materiais no País, inclusive de encaminhar ao MCT os respectivos pedidos de autorização".

Às instituições brasileiras coparticipes são atribuídas uma série de funções, dentre as quais, prestar apoio às instituições estrangeiras, efetuar o reconhecimento prévio, a triagem e a seleção do material coletado, assegurar a retenção de exemplares ou peças que devam ficar no país obrigatoriamente, enviar relatórios ao MCT e zelar pelo cumprimento do Decreto nº 98.830/1990 e da Portaria nº 55/1990.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico – CNPq confere-se a busca por instituições brasileiras capazes de participar da cooperação caso o estrangeiro não disponha de instituição que assuma a corresponsabilidade. Podendo, inclusive, o próprio CNPq assumir a função, na eventualidade de não ser possível essa atribuição a uma instituição brasileira e caso julgue a atividade de interesse para o desenvolvimento científico e tecnológico do país, nos termos dos artigos 15 e 16 da Portaria.

Para que haja a cooperação internacional em pesquisas científicas devem ser observados os requisitos constantes da Portaria nº 55. Primeiramente, o ofício e o formulário específico para coleta de material científico e remessa de material ao exterior devem ser encaminhados ao CNPq, em três vias, juntamente com as informações exigidas no artigo 20 e com os documentos descritos no artigo 21, ambos da Portaria.

Após o envio dos documentos, o CNPq emitirá um parecer técnico-científico acerca do pedido, sendo consultados os Comitês Assessores (artigo 8º da Portaria) e os possíveis órgãos que a atividade desenvolvida possa envolver, consoante artigo 24. Assim, caso a instituição solicitante tenha cumprido todas as exigências e requisitos preliminares constantes no regulamento, será aprovada a concessão da autorização por meio de Portaria, a ser publicada no Diário Oficial da União.[23]

O prazo para tramitação e análise dos pedidos de autorização de coleta é de cento e vinte dias, contado a partir do recebimento de todos os documentos e informações pelo CNPq, podendo esse prazo ser ampliado dependendo da natureza e complexidade dos trabalhos de coleta. Caso isso ocorra, o CNPq deverá comunicar aos interessados com antecedência de trinta dias do término do prazo regular, nos termos dos artigos 17 e 18 da Portaria nº 55/1990.

Ainda, caso o pedido de coleta envolva pesquisa ou ingresso em áreas "cuja preservação, proteção e controle esteja afeto a outros órgãos", caberá ao CNPq requisitar a manifestação desses órgãos, como condição básica para a concessão da licença, conforme determina o artigo 26 da Portaria nº 55.

É importante frisar que é vedado o início das atividades de coleta sem a devida autorização do MCT, ainda que em caráter preparatório, nos termos do artigo 28.

A Portaria prevê, nos artigos 32 a 36, possíveis alterações no plano de trabalho "originalmente proposto", devendo a instituição brasileira coparticipante comunicar ao MCT, indicando, para tanto, as razões das alterações. E, para que haja a prorrogação do prazo de validade da autorização concedida, a instituição brasileira deverá encaminhar ao MCT, com antecedência mínima de quarenta e cinco dias, as justificativas de tal necessidade juntamente com os relatórios das atividades já desenvolvidas.

No caso de inclusão de novos pesquisadores, a instituição ainda deverá comunicar as atividades a serem desenvolvidas pelos mesmos, bem como os "dados identificadores que habilitem a concessão dos respectivos vistos de entrada no país".

No caso de remessa do material coletado ao exterior, será necessária prévia autorização do MCT e desde que seja "assegurada, pelo interessado, sua utilização em atividades exclusivamente de estudos, pesquisas e difusão, cabendo a anuência prévia dos órgãos competentes quando as coletas ou pesquisas científicas envolverem normas legais ou regulamentos específicos". E, conforme citado no Decreto nº 98.830, o material será enviado ao exterior "a expensas da parte estrangeira".

[23] As informações descritas podem ser visualizadas no *site* do CNPq: <http://www.cnpq.br/programas/index.htm>.

O MCT, por intermédio da instituição técnico-científica brasileira, reterá uma parcela do material coletado, nos termos do artigo 42 da Portaria, obedecendo, ainda, o disposto no Decreto nº 98.830/1990, qual seja:

"**a)** holótipos ou síntipos e 50% dos parátipos, animais ou vegetais;

b) todas as unicatas vegetais;

c) neótipos que porventura sejam escolhidos;

d) coleções, espécimes e peças etnográficas que sejam raras ou que não estejam representadas em instituições nacionais;

e) todo o material-tipo de fósseis;

f) 30% no mínimo, dos exemplares de cada táxon que for identificado em qualquer época;

g) outros espécimes, dados ou materiais, cuja permanência no País seja de interesse nacional."

A "comercialização dos resultados decorrentes dos dados e materiais coletados", assim como sua cessão a terceiros, dependerá de prévio acordo com o MCT, que inclusive determinará a participação brasileira nos direitos de propriedade intelectual.

Nos casos de "permuta, empréstimo ou doação do material destinado a fins científicos, educacionais ou culturais", os acordos poderão ser realizados pela instituição brasileira diretamente com os participantes estrangeiros, devendo os compromissos estar expressos na documentação que instruirá o pedido de autorização ao MCT, consoante determina o artigo 44 da Portaria.

Por fim, as instituições brasileiras, no curso das atividades com prazo superior a um ano, deverão enviar ao MCT, a cada período de seis meses, relatórios parciais que conterão os resultados alcançados, os principais obstáculos encontrados, a discriminação e a quantidade do material coletado, bem como seu destino, a indicação de quaisquer agressões ao meio ambiente e, ainda, os compromissos quanto às ações futuras estabelecidos com os participantes estrangeiros.

Ainda, após o término das atividades autorizadas, as instituições brasileiras deverão encaminhar ao MCT relatórios que conterão informações sobre eventuais resultados, parciais ou finais, das pesquisas realizadas com o material coletado.

Até o prazo de vinte e quatro meses após esse término das atividades, um relatório final deverá ser produzido, independentemente dos objetivos e metas estabelecidos, nos ditames do artigo 48 da Portaria.

Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleobiológicos

A SIGEP, ou seja, "Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleobiológicos", é composta por geocientistas com o objetivo de selecionar, descrever e organizar localidades ou áreas do Brasil onde seções geológicas e afloramentos fossilíferos representem importante feição natural. Este trabalho visa ao tombamento e proteção do patrimônio geológico e paleontológico do Brasil para gerações futuras.

O Brasil é signatário do PATRIMÔNIO MUNDIAL DA UNESCO – WORLD HERITAGE –, que se refere à Convenção Internacional para a proteção de sítios culturais e naturais. Por essa convenção as nações participantes reconhecem que mantêm sob sua responsabilidade de conservação, para o resto da humanidade e para as gerações futuras, bens de valor universal e excepcional, localizados dentro de seus territórios (maiores informações consulte **http://www.unb.br/ig/sigep/**).

A Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleobiológicos está encarregada de preparar uma base de dados dos sítios brasileiros dessa natureza que mereçam receber proteção, destacando-se como principais multifinalidades destes sítios, entre outras, o uso para:

a) pesquisa científica básica e aplicada;

b) difusão do conhecimento científico na área das Ciências da Terra;

c) atividades educacionais e recreativas;

d) criação e fortalecimento de uma consciência conservacionista;

e) referenciais em guias turísticos, estimulando, através do ecoturismo, a participação e o desenvolvimento socioeconômico das comunidades locais.

A partir dos sítios cadastrados na base de dados, será feita seleção dos mais importantes para constituir a Lista Indicativa Global de Sítios Geológicos – *Global Indicative List of Geological Sites* (GILGES) – que, por sua vez, poderá indicar ao Comitê do Patrimônio Mundial – *World Heritage Comission* (WHL) – alguns destes como Patrimônio da Humanidade. A GILGES, ou seja a "Lista Indicativa Global de Sítios Geológicos", não é definitiva e deverá ter atualizações periódicas. Atualmente, esta lista conta com centenas de sítios em nível mundial, dos quais 100 são localizados no Brasil (tabela 29.1).

Tabela 29.1 Sítios paleontológicos tombados e publicados pelo SIGEP até 2009 (www.unb.br/ig/sigep/sitios.htm)

1. Sítios Paleobotânicos do Arenito Mata (Mata e São Pedro do Sul), RS
Uma das mais importantes "florestas petrificadas" do planeta
Margot Guerra-Sommer & Claiton M.S. Scherer

2. Tetrápodes Triássicos do Rio Grande do Sul
Vertebrados fósseis de fama mundial
Mário Costa Barberena, César Leandro Schultz, Claiton M.S. Scherer & Michael Holz

3. Afloramento Bainha (Criciúma), SC
Flora Glossopteris do Permiano Inferior
Roberto Iannuzzi

4. Sítio Jaguariaíva, PR
Invertebrados devonianos de grande importância paleobiogeográfica
Robson Tadeu Bolzon, Inês Azevedo & Mário Luís Assine

5. Jazigo Icnofossilífero do Ouro (Araraquara), SP
Ricas pistas de tetrápodes do Jurássico
Giuseppe Leonardi & Ismar de Souza Carvalho

6. Sítio Fossilífero de Pirapozinho, SP
Extraordinário depósito de quelônios do Cretáceo
José Martin Suarez

7. Jazigo Rodovia Quiririm-Campos do Jordão, km 11 (Tremembé), SP – *Macrofósseis vegetais do Terciário*
Mary Elizabeth Cerruti Bernardes de Oliveira, Ana Flora Mandarim-de-Lacerda, Maria Judite Garcia & Carla Cristina Campos

8. Fazenda Santa Fé (Tremembé), SP
A maior associação de fósseis do Terciário brasileiro
Mary Elizabeth Cerruti Bernardes-de-Oliveira, Ana Flora Mandarim-de-Lacerda, Maria Judite Garcia & Carla Cristina Campos

9. Fonseca, MG – *Vegetais fósseis do Terciário brasileiro*
Cláudio Limeira Mello, Lucy Gomes Sant'Anna & Lílian Paglarelli Bergqvist

10. Mesossauro da Serra do Caiapó (Montividiu), GO
Um vertebrado fóssil típico do Paleozóico Superior, importante na história da Deriva Continental
Dina Celeste Araújo-Barberena, Joffre Valmório de Lacerda Filho & Lílian de Lemos Timm

11. Fazenda Cristal, BA – *Estromatólitos mesoproterozóicos*
Narendra K. Srivastava & Antônio José Dourado Rocha

12. Fazenda Arrecife, BA – *Estromatólitos neoproterozóicos*
Narendra K. Srivastava & Antônio José Dourado Rocha

13. Icnofósseis da Bacia do Rio do Peixe, PB
O mais marcante registro de pegadas de dinossauros do Brasil
Giuseppe Leonardi & Ismar de Souza Carvalho

14. Membro Crato da Formação Santana, Chapada do Araripe, CE – *Riquíssimo registro de fauna e flora do Cretáceo*
Maria Somália Sales Viana & Virgínio Henrique Lopes Neumann

15. Membro Romualdo da Formação Santana, Chapada do Araripe, CE
Um dos mais importantes depósitos fossilíferos do Cretáceo brasileiro
Alexander W. Kellner

16. Toca da Janela da Barra do Antonião (São Raimundo Nonato), PI
Rica fauna pleistocênica e registro da pré-história brasileira
Claude Guerin, Martine Faure, Paulo R. Simões, Marguerite Hugueney & Cécile Mourer-Chauvire

17. Ilha de Fortaleza, PA
Expressivo registro de fósseis do Cenozóico marinho do Brasil
Vladimir de Araújo Távora, Antônio Carlos S. Fernandes & Cândido Simões Ferreira

18. *Conophyton* de Cabeludo, Grupo Vazante, MG
Construções dolomíticas por cianobactérias no Proterozóico
Marcel Auguste Dardenne

19. Estromatólitos Colunares no Sumidouro do Córrego Carrapato, Lagamar, MG
Registro de construções colunares dolomíticas por cianobactérias no Proterozóico do Brasil
Marcel Auguste Dardenne; José Eloi Guimarães Campos; Mário da Costa Campos Neto

20. Afloramento Morro do Papaléo, Mariana Pimentel, RS
Registro ímpar da sucessão sedimentar e florística pós-glacial do Paleozóico da Bacia do Paraná
Iannuzzi,R.; Scherer,C.M.S.; Souza,P.A.; Holz,M.; Caravaca,G.; Adami-Rodrigues,K.; Tybusch,G.P.; Souza,J.M.; Smaniotto,L.P.; Fischer,T.V.; Silveira,A.S.; Lykawka,R.; Boardman,D.R.; Barboza,E.G.

21. Floresta Petrificada do Tocantins Setentrional
O mais exuberante e importante registro florístico tropical-subtropical permiano no Hemisfério Sul
Dimas Dias-Brito; Rosemarie Rohn; Joel Carneiro de Castro; Ricardo Ribeiro Dias; Ronny Rössler

22. Barrancas Fossilíferas do Arroio Chuí, RS
Importante megafauna pleistocênica no extremo sul do Brasil
Renato Pereira Lopes; Francisco Sekiguchi de Carvalho Buchmann; Felipe Caron; Maria Elisabeth Gomes da Silva Itusarry

23. Mina B-17, Capanema, PA
Expressivo Registro de uma Paleolaguna do Cenozóico Brasileiro
Vladimir de Araújo Távora; Eric Sandro Ferreira da Silveira; João Marinho Milhomem Neto

24. Campo de Estromatólitos Gigantes de Santa Rosa de Viterbo, SP
Excelente registro do litoral do mar permiano Irati, Bacia do Paraná, Brasil
Fresia Ricardi-Branco; Edgar Taveiros de Caires; Adalene Moreira Silva

25. Afloramento de Canoinhas, SC
Única localidade de ocorrência da conífera permiana Krauselcladus da Bacia do Paraná
Jean Fanton; Rosemarie Rohn; Fresia Ricardi-Branco; Oscar Rösler

26. Peirópolis e Serra da Galga, Uberaba, MG
Terra dos dinossauros do Brasil
Luiz Carlos Borges Ribeiro & Ismar de Souza Carvalho

27. Lajedo de Soledade, Apodi, RN
Ocorrência peculiar de megafauna fóssil quaternária no nordeste do Brasil
Kleberson de Oliveira Porpino; Valdeci dos Santos Júnior; Maria de Fátima Cavalcante Ferreira dos Santos

28. Bacia São José de Itaboraí, RJ
Berço dos mamíferos no Brasil
Lílian Paglarelli Bergqvist; Kátia Mansur; Maria Antonieta Rodrigues; Benedito Humberto Rodrigues-Francisco; Rhoneds Perez; Maria da Conceição Beltrão

29. Serra do Cadeado, PR
Uma janela paleobiológica para o Permiano continental sul-americano
Max Cardoso Langer; Estevan Eltink; Jonathas de Souza Bittencour; Rosemarie Rohn

30. Afloramento Quitéria, Encruzilhada do Sul, RS
Sedimentos lagunares com singular associação fitofossilífera da Formação Rio Bonito
André Jasper; Margot Guerra-Sommer; Rualdo Menegat; Miriam Cazzulo-Klepzig; Fresia Soledad Ricardi Torres Branco; Juliana Salvi

31. Tanques Fossilíferos de Itapipoca, CE
Bebedouros e cemitérios de megafauna pré-históricas
Celso Lira Ximenes

32. Icnofósseis da Usina Porto Primavera, SP
Rastros de dinossauros e de mamíferos em rochas do deserto neocretáceo Caiuá
Luiz Alberto Fernandes; Fernando Antonio Sedor; Rafael Costa da Silva; Luiz Roberto da Silva; Adalberto Aurélio Azevedo; Alessandra Gonçalves Siqueira

33. Passo das Tropas, Santa Maria, RS
Marco bioestratigráfico triássico na evolução paleoflorística do gondwana na Bacia do Paraná
Átila Augusto Stock Da-Rosa; Margot Guerra-Sommer; Miriam Cazzulo-Klepzig

Principais Jazigos Fossilíferos do Brasil

Quando a Paleontologia surgiu, ela foi considerada uma ciência que teria um rápido fim, pois bastariam a organização, a descrição e a classificação da biota encontrada fossilizada, que, enquanto ciência, seu destino seria o mesmo de muitos grupos de organismos que habitaram a Terra – a extinção. Uma ciência em pleno processo de morte, cujas indagações estariam restritas à sistematização da vida e de suas transformações no decorrer passado.

Contudo, após dois séculos, a crônica de uma morte anunciada não ocorreu. Pelo contrário, o que se observa é um crescente interesse pelas questões abordadas pela paleontologia, e que transcendem em muito a simples organização do universo fóssil. Incontáveis publicações nacionais e internacionais atestam esse rejuvenescimento da Paleontologia. A interdisciplinaridade com a Biologia, Física, Genética, Geologia, Matemática e Química, entre outras, possibilitou uma nova visão de sua importância. A aplicação das informações advindas dos fósseis nas instituições de pesquisa e de exploração petrolífera; na paleontologia clássica e molecular, desvendando os mistérios das relações de parentesco entre espécies extintas e formas viventes; e a reconstituição de espécies que há muito desapareceram transformaram a paleontologia numa ciência extremamente viva. Ou seja, é um campo científico dinâmico e com enormes interesses tanto para o conhecimento teórico quanto para a economia, além do caráter lúdico sobre qualquer informação ou notícia que envolva os fósseis.

No Brasil, a ciência paleontológica tem uma longa história, a qual remonta há quase duzentos anos. Uma história marcada por várias descobertas científicas relevantes no cenário internacional, cujo resultado é um importante acervo depositado em museus e institutos de ensino e pesquisa. O sentido que sempre norteou a paleontologia brasileira foi o da inovação, a busca por novos caminhos e a atuação na preservação dos jazigos fossilíferos, ou seja, do patrimônio científico e cultural do Brasil.

Patrimônio esse sempre ameaçado pela ação predatória de coletores que visam ao comércio ilegal ou ameaçado pelo descaso dos órgãos responsáveis em assegurar sua preservação, que devido ao subjetivismo na legislação dificulta a ação dos órgãos competentes para atuar na preservação e dificulta a punição dos infratores. Certamente este será um dos grandes desafios para o futuro da paleontologia brasileira: a preservação deste legado cultural brasileiro e da humanidade.

E por que preservar? Os jazigos fossilíferos devem ser entendidos como "monumentos culturais naturais" em face de sua importância científica e interesse para o público. Esses jazigos representam momentos únicos da história geológica da vida na Terra possibilitando a compreensão de catástrofes ecológicas, transformações ambientais, evolução dos seres vivos e do próprio significado da vida em nosso planeta. É daí que advém o grande fascínio exercido pela Paleontologia. O interesse crescente sobre a ciência da vida extinta origina-se dessa percepção dos fósseis, mesmo que inconsciente, do sentido extemporâneo de nossa existência. A percepção do quanto somos efêmeros, com uma certa perplexidade ao se conscientizar que muito já existiu antes de nós, ao longo de uma gigantesca magnitude do tempo passado quando comparado com o tempo presente. Trata-se da descoberta de nossa insignificância, materializada pela existência dos fósseis – algumas vezes microscópicos, tais como os protistas, outros gigantescos como os dinossauros.

Além da aplicação da paleontologia em seus domínios científicos clássicos, como a exploração de carvão, óleo e gás, temos uma ciência de grande apelo, com um público ávido por informações sobre onde, quando e por que a vida teve sua origem, evolução e fim. Os geocientistas que trabalham em paleontologia têm demonstrado enorme determinação na descoberta de novos jazimentos fossilíferos, atuação em diferentes áreas da educação e ações voltadas para a preservação de nosso patrimônio cultural. Tarefas árduas, mas cujo esforço certamente se refletirá em benefícios para toda a sociedade.

A seguir são apresentadas algumas das principais localidades fossilíferas do Brasil, nas quais os fósseis são abundantes e/ou apresentam excepcional estado de preservação. São também apresentados os museus regionais, nos quais podem ser apreciadas exposições que abordam os aspectos relativos à paleofauna e à paleoflora locais.

A. Grande Floresta Petrificada Permiana de Tocantins

Localizada entre os Estados de Tocantins, Maranhão e Piauí, a grande floresta petrificada que inclui espécimes únicos no mundo, muitos ainda não descritos formalmente, de caules e folhagens de pteridófitas, calamitáceas e gimnospermas preservados por silicificação e como impressões. Trata-se de uma das maiores áreas da América do Sul, na qual estão registradas a fauna e a flora do Permiano (Bacia do Parnaíba, Formação Pedra de Fogo). Os espécimes vegetais denotam geralmente uma preservação por histometabase, havendo assim detalhes anatômicos nítidos e singulares (figura 29.1).

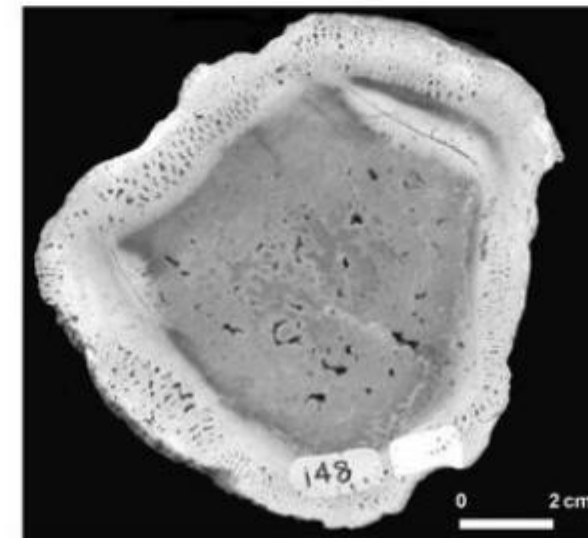



Figura 29.1 Tronco permineralizado (*Psaronius* sp.) por histometabase oriundo da Grande Floresta Petrificada do Estado de Tocantins (Bacia do Parnaíba, Formação Pedra de Fogo). Coleção Ignácio Brito – UFRJ 148.

B. Floresta Petrificada de Mata

A floresta petrificada de Mata, município localizado no Estado do Rio Grande do Sul (Bacia do Paraná, formações Santa Maria e Caturrita e Arenito Mata), compõe segundo Sommer & Scherer (2000) um dos mais importantes sítios paleobotânicos da América do Sul. Os lenhos fósseis encontrados correspondem a coníferas, estando inseridos no contexto das mudanças climáticas iniciadas na passagem mesoneotriássica.

Apesar de outras áreas de ocorrência desta floresta petrificada, como no Município de São Pedro do Sul, é em Mata, onde têm sido realizados os maiores esforços visando à sua preservação e utilização no setor do turismo. A partir do trabalho de conscientização desenvolvido na comunidade pelo Padre Daniel Cargnin foi possível evitar a contínua depredação dos jazimentos fossilíferos da região. Seu trabalho de conscientização envolveu a exposição pública em praças e jardins da sede municipal de troncos permineralizados. A Praça Santo Brugalli é um bom exemplo. Nela estão expostos troncos e raízes nos mais variados formatos e dimensões. A utilização de elementos de impacto visual, como o grande tronco de gimnosperma de 11 metros de comprimento, com cerca de 15 toneladas (exposto na Praça Martimiano Eggres da Costa) tem importante função educativa e de resgate da identidade local (figura 29.2). A cidade de Mata também é a única do país a dispor de um "Jardim Paleobotânico", resultante de um convênio entre a Prefeitura Municipal da cidade e a Universidade Federal de Santa Maria, espalha-se por uma área de 36 mil metros quadrados, estando nele preservados inúmeros fósseis de vegetais para as futuras gerações (Família Cristã, 1990).

Figura 29.2 Praça Martimiano Eggres da Costa, Mata, Estado do Rio Grande do Sul. Os troncos do Triássico compõem elementos cênicos nas praças e ruas da cidade, atraindo visitantes de todo o Brasil (Fotografia de http://www.dondivou.com.br/mata).

Também em São Pedro do Sul, através da ação de Walter Ilha, foi desenvolvida uma ação de preservação que postulava uma conscientização da população, através dos meios de comunicação locais e estaduais e ações judiciais contra depredadores, até o ano de seu falecimento em 1987 (Minello, 1995).

Em ambos os municípios, de acordo com a análise apresentada por Minello (1995), "as coletividades de São Pedro do Sul e Mata criaram, através das Leis

Orgânicas Municipais e Legislações Complementares, instrumentos jurídicos de preservação e proteção aos fósseis, instituindo a obrigatoriedade do ensino da matéria em seus bancos escolares".

C. Dinossauros de Uberaba

Um bom exemplo da importância do patrimônio fossilífero na modificação da realidade econômica é o de Peirópolis, Município de Uberaba, MG, onde também existe importante jazida fossilífera. A ação da Prefeitura Municipal de Uberaba, ao criar o Centro de Pesquisas Paleontológicas L.I. Price no Bairro de Peirópolis, é de caráter extremamente inovador e de antevisão do futuro. Na década de 1980, Peirópolis era um local em franca decadência econômica, apesar da existência de uma promissora atividade de exploração mineral. Como muitas das atividades industriais de nosso País, a mineração que se processava na região pouco revertia em benefícios econômicos e sociais. A desativação da pedreira localizada mais próxima à sede do povoado, associada à criação do Centro de Pesquisas, conduziu à revitalização econômica, gerando numerosos novos empregos no setor terciário, valorizando as propriedades e melhorando a distribuição de renda. Uma verdadeira descoberta paleontológica: nossa herança cultural como mecanismo de transformação econômica e de melhoria das condições sociais. A importância dos trabalhos desenvolvidos em Peirópolis reside exatamente neste plano – o econômico. Trata-se de um dos mais importantes empreendimentos já realizados no país, e que merece especial atenção. Mais importante que as próprias descobertas científicas, é a interação da ciência com a comunidade, revolucionando a realidade local (figura 29.3).

Atualmente, os principais sítios paleontológicos de Peirópolis encontram-se disponíveis e cadastrados em programa do Governo Federal (Ribeiro & Carvalho, 2009) através da Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleobiológicos.

Figura 29.3 Exposição do Centro de Pesquisas Paleontológicas L.I.Price. Após sua criação houve a alteração da economia local, através do aumento do fluxo turístico.

D. Chapada do Araripe

A Chapada do Araripe está inserida no contexto geológico da Bacia do Araripe, a maior área de exposição de rochas cretáceas (12 200 km²) dentre as bacias intracratônicas do Nordeste. Localiza-se nas regiões sul do Estado do Ceará, oeste do Estado de Pernambuco e leste do Estado do Piauí. São inúmeras as localidades fossilíferas nesta bacia (figura 29.4), em que microfósseis, icnofósseis, vegetais, invertebrados e vertebrados cretáceos são abundantes (Carvalho, 2001). Uma visão ampla de toda esta paleofauna e paleoflora pode ser encontrada em Lima (1978), Nuvens (1994), Maisey (1991) e Martill *et alii* (2007).

Em contraposição às ações de depredação e atividade de comércio ilícitas com os fósseis oriundos da Bacia do Araripe (Fernandes & Carvalho, 2000), foi fundado em 18 de abril de 1985, pelo Prof. Plácido Cidade Nuvens, o Museu de Paleontologia da Universidade Regional do Cariri. Este museu (figura 29.5) apresenta uma sala de exposição permanente, sala de exposição temporária, biblioteca, videoteca, e apoio logístico a pesquisadores. Seu acervo, com mais de três mil exemplares de troncos silicificados, impressões de coniferófitas, plantas com flores, moluscos, artrópodes, peixes, anfíbios e répteis, está entre os que apresentam as melhores condições de preservação orgânica do mundo. São encontradas estruturas anatômicas delicadas preservadas, tais como cerdas de insetos e restos musculares de vertebrados, e mesmo o padrão de coloração original de alguns fósseis, principalmente insetos. As ações implementadas pela Universidade Regional do Cariri, através de seu museu e pelo programa de treinamento da Bacia-Escola Araripe, são excelentes exemplos do resgate de nossa paleontologia através da educação.

Além destes projetos de proteção e educação paleontológica na região, estabeleceu-se, em 2006, durante a 2ª Conferência Internacional sobre Geoparques, realizada na Irlanda do Norte, o Geoparque Araripe – o qual compreende uma área de aproximadamente 5 000 km² (www.geoparkararipe.org).

Figura 29.4 Afloramentos da Formação Santana (Membro Crato) na Bacia do Araripe. Dos calcários laminados da localidade de Nova Olinda (Estado do Ceará) são oriundos alguns dos mais bem preservados fósseis do mundo.

Figura 29.5 Museu de Paleontologia de Santana do Cariri, pertencente à Universidade Regional do Cariri. Seu acervo temático versando sobre os fósseis da Bacia do Araripe contém vegetais e animais que traduzem a biodiversidade do período Cretáceo no Nordeste do Brasil.

E. Parque Vale dos Dinossauros

Sousa e Uiraúna-Brejo das Freiras são duas bacias cretáceas da região do Rio do Peixe que possuem uma grande quantidade de pegadas de dinossauros (Carvalho, 1996; Godoy & Leonardi, 1985; Leonardi, 1979a,b; Leonardi, 1980). Estas bacias estão localizadas no oeste do Estado da Paraíba, Nordeste do Brasil, e suas origens relacionam-se aos movimentos de falhas transcorrentes ao longo de lineamentos preexistentes do embasamento, durante a abertura do Oceano Atlântico (Carvalho, 2000; Carvalho & Leonardi, 1992). A relevância paleontológica-geológica das Bacias de Sousa e Uiraúna reside na abundância de pegadas de dinossauros. Já foram identificados e mapeados 22 sítios icnofossilíferos, e reconhecidas 296 pistas de grandes terópodes; 29 de pequenos terópodes; 42 de saurópodes; dois de ornitísquios quadrúpedes; 28 de ornitópodes graviportais; um conjunto de pegadas batracopódidas; uma impressão lacertoide; um grande número de pegadas não classificáveis e muitas pistas de seminatação atribuídas a quelônios. Ao todo já foram classificados um número superior a 395 indivíduos dinossaurianos (Leonardi & Carvalho, 2002).

A área mais importante de distribuição de pegadas fósseis, localizada em Passagem das Pedras (Fazenda Ilha) no Município de Sousa, é atualmente um parque com 40 hectares de área (figura 29.6). Possui infraestrutura turística e guias treinados para o turismo ecológico e para proteção do sítio icnofossilífero (figura 29.7). Em 20 de dezembro de 1992 através de um Decreto Estadual (Decreto nº 14.833, de 20 de dezembro de 1992, *Diário Oficial* do Estado da Paraíba) esta localidade icnofossilífera foi tombada como Monumento Natural e designada como "Monumento Natural Vale dos Dinossauros".

Os investimentos já realizados neste sítio paleontológico (Leonardi & Carvalho, 2002) são de aproximadamente US$ 800.000,00 (oitocentos mil dólares americanos). De acordo com as informações de Sônia Matos Falcão (Governo do Estado da Paraíba), a proteção deste jazigo fossilífero compreendeu:

- modificação do curso principal do Rio do Peixe objetivando a proteção dos níveis estratigráficos com pegadas fósseis, os quais vinham sendo erodidos durante os períodos de inundações. Foi construído um canal secundário (artificial) e pontes sobre este e sobre o canal do rio;
- plantio de vegetação nativa nas bordas do canal e áreas adjacentes ao Rio do Peixe;
- estrada de acesso ao Monumento Natural Vale dos Dinossauros a partir da rodovia federal BR-391;
- pontes de estrutura concreto-aço sobre as pegadas, evitando o contato direto dos visitantes com a superfície rochosa onde estão dispostas;
- Centro de Recepção com 222 m² de área. Abrange exposição com dioramas e painéis temáticos, fósseis, sala de vídeo, centro de documentação, biblioteca, loja de lembranças, lanchonete, sanitários e administração.

Figura 29.6 Pegadas fósseis, do Parque Vale dos Dinossauros, em Sousa – Estado da Paraíba.

Figura 29.7 Centro de recepção aos visitantes do Parque Vale dos Dinossauros, em Sousa – Estado da Paraíba.

F. Museu de Paleontologia de Monte Alto

O Município de Monte Alto, localiza-se no Estado de São Paulo, na região central da Bacia do Paraná (Grupo Bauru). Em toda a região são encontradas inúmeras localidades fossilíferas do Cretáceo Superior, com diversificadas fauna e flora de organismos terrestres. O Museu de Paleontologia de Monte Alto, fundado em 22 de julho de 1992, teve como idealizador o Prof. Antonio Celso de Arruda Campos, sendo seu atual diretor. Congrega um grande acervo de fósseis coletados em sedimentos do Grupo Bauru, aflorantes na região de Monte Alto e nos municípios vizinhos. Conta ainda o museu com laboratório de preparação de fósseis e gabinete de trabalho (Museu de Paleontologia de Monte Alto, 2002).

O Museu de Paleontologia de Monte Alto possui em seu acervo fósseis de dinossauros, crocodilos, tartarugas, moluscos bivalvios, icnofósseis, microfósseis que são utilizados tanto pela comunidade de pesquisadores em paleontologia, quanto para o desenvolvimento de atividades didáticas com alunos do Ensino Fundamental e Básico (figura 29.8).

G. Ilha do Cajual

A Ilha do Cajual localiza-se na Baía de São Marcos, no Município de Alcântara, Estado do Maranhão. Trata-se de uma área de proteção ambiental, na qual são encontrados afloramentos de rochas cretáceas extremamente fossilíferos. A maior concentração de fósseis, localiza-se próximo à Estação Ecológica da AMA-VIDA, em um amplo pavimento de *bone-bed* (Martins, 1996; Medeiros, 2001; Medeiros, 2003), denominado Laje do Coringa (figura 29.9) com cerca de 4 000 m² de afloramentos descontínuos. Medeiros *et alii* (1996) reconheceram ossos e dentes de dinossauros, crocodilos, escamas e placas ósseas de holósteos, bem como troncos de traqueófitas de grande porte.

Devido à importância de tais ocorrências, foi criado em 2002 o Centro de Pesquisa de História Natural e Arqueologia do Maranhão (figura 29.10) pelo governo do Estado do Maranhão. Neste centro são encontrados núcleos de pesquisa nas áreas de Paleontologia e Arqueologia. O acervo da exposição de Paleontologia revela a riqueza da fauna e da flora do Cretáceo na região hoje abrangida pela Bacia de São Luís.

Figura 29.8 Museu de Paleontologia de Monte Alto, cujo acervo exposto compõe-se principalmente de fósseis encontrados no Estado de São Paulo (Fotografia de Antonio Celso de Arruda Campos).

Figura 29.9 Laje do Coringa, Ilha do Cajual – Estado do Maranhão. Trata-se de um *bone-bed* em que abundam os ossos e dentes de répteis, peixes e troncos vegetais.

Figura 29.10 Centro de Pesquisa de História Natural e Arqueologia do Maranhão, em São Luís – Estado do Maranhão – cujo acervo paleontológico fornece uma ampla visão dos fósseis deste Estado (Fotografia de Manuel Alfredo Medeiros).

H. Parque Paleontológico São José de Itaboraí

A área onde está instalado o Parque Paleontológico São José de Itaboraí, compreende a região onde existiam depósitos paleocênicos da Bacia de São José de Itaboraí, no Município de Itaboraí, Estado do Rio de Janeiro. Esta área sedimentar foi minerada pela Companhia Nacional de Cimento Portland Mauá, entre 1934 e 1984, para a retirada de carbonatos destinados à produção de cimento. Desta bacia são provenientes amplas flora e fauna terrestres, sem análogos no território brasileiro. Segundo Medeiros & Bergqvist (1999) e Bergqvist *et alii* (2006) destacam-se os fósseis de fungos, pólens, angiospermas, moluscos (gastrópodes), crustáceos (ostracodes), anfíbios (gymnophiona e anura), répteis (quelônios, ofídios e crocodilos), aves e mamíferos (marsupiais, condilartras, litopternas, notoungulados, astrapoterias, xenungulatas, edentados e proboscídeos).

Através da Lei Municipal nº 1.346, de 12 de dezembro de 1995 (Município de Itaboraí), foi criado o Parque Paleontológico de São José de Itaboraí, na região da antiga pedreira da Companhia Nacional de Cimento Portland Mauá, no Distrito de São José de Itaboraí, o qual ocupa uma área de 1 341 552,50 m². Além da importância paleontológica, a região é interessante devido aos seus aspectos arqueológicos, em especial no que se refere à Arqueologia da Paisagem (Beltrão *et alii*, 2001) – especialização dos estudos arqueológicos que realiza a reconstituição da evolução histórica da paisagem.

I. Megafauna do Neógeno da Região Amazônica

Em toda a Amazônia são encontrados inúmeros depósitos do Neógeno extremamente fossilíferos, e que testemunham as transformações ambientais, climáticas e na biota da Região Norte do Brasil. Den-

tre os jazimentos mais importantes estão os encontrados na Formação Solimões (Mioceno Superior–Plioceno) ao longo dos rios do Estado do Acre (figura 29.11). Através do Laboratório de Pesquisas Paleontológicas da Universidade Federal do Acre têm sido realizadas prospecções sistemáticas em toda a região amazônica, revelando uma rica fauna de bivalvios, gastrópodes, decápodes, crocodilomorfos, quelônios, mamíferos, além de troncos permineralizados (Costa & Rosas Jr., 2001; Maia & Maia, 2001; Melo, 2001). Também em depósitos do Pleistoceno são frequentes os fósseis, tais como as ocorrências relatadas de crocodilomorfos e mamíferos para a região do Rio Juruá (Ramos & Souza-Filho, 2001; Ranzi, 2008), mas também amplamente distribuídas por toda a Amazônia Ocidental (Ranzi, 2001).

Figura 29.11 Afloramento da Formação Solimões (Mioceno), ao longo do rio Acre, Estado do Acre, em que se observa a abundância de restos ósseos.

J. Fósseis de Lagoa Santa e de Cavernas de Minas Gerais e Bahia

Nas grutas calcárias dos Estados de Minas Gerais e Bahia há um amplo registro de mamíferos pleistocênicos, tais como marsupiais, quirópteros, edentados, primatas, roedores, carnívoros, litopternos, notoungulados, proboscídeos, equídeos, camelídeos, taiassuídeos e cervídeos (Cartelle, 1994). As grutas, em que são encontrados tais fósseis, resultaram da dissolução dos carbonatos que compõem as sucessões sedimentares pré-cambrianas do Grupo Bambuí, durante o Neógeno. As grandes acumulações de fósseis ali encontradas originaram-se pela ação de enxurradas, que transportaram grande quantidade de restos de animais para seu interior. O estudo destes fósseis teve início no século XIX, com o paleontólogo dinamarquês Peter Wilhelm Lund, o qual foi responsável pela primeira descoberta de fósseis humanos na região ("Homem de Lagoa Santa"). Atualmente toda esta fauna vem sendo prospectada e analisada pelo Prof. Cástor Cartelle, o qual organizou um dos mais importantes acervos de faunas pleistocênicas do mundo, depositado no Museu de Ciências Naturais da Pontifícia Universidade Católica de Minas Gerais. No Zoológico de Pedra, em Cordisburgo (Minas Gerais), foi representado de maneira lúdica, em esculturas de ferro, tela e cimento, a reconstituição desta megafauna (figura 29.12). Também no Museu de História Natural da Universidade Federal de Minas Gerais encontram-se esqueletos relacionados aos mamíferos pleistocênicos. Além da megafauna, há acervo micropaleontológico constituído por lâminas de referência de palinologia do Quaternário de artigos publicados pela equipe da Profª. Maria Léa Salgado-Labouriau do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília. Com base nestes estudos palinológicos foi possível caracterizar a evolução paleogeográfica da região de Lagoa Santa no Quaternário.

K. *Corumbella werneri* – um precursor dos invertebrados

O Museu do Instituto de Geociências (IG) da Universidade de Brasília (UnB) guarda uma preciosidade da paleontologia brasileira: fósseis de um pequeno invertebrado marinho que viveu há cerca de 560 milhões de anos (Período Ediacariano). O animal foi descoberto no Município de Corumbá (MS) por uma equipe de pesquisadores liderada pelo Professor Detlef Walde, do IG.

Figura 29.12 Representação lúdica da megafauna do Pleistoceno de Minas Gerais através de esculturas em ferro, tela e cimento do escultor Stamar Jr. Na fotografia "tigre-dente-de-sabre" e "preguiça gigante". Zoológico de Pedra, Cordisburgo, Minas Gerais.

Na época em que o animal viveu, a Terra acabara de sair de uma forte glaciação global, havendo ficado provavelmente coberta por gelo entre 700 e 600 milhões de anos atrás. Quando o gelo derreteu, as condições de vida melhoraram permitindo o surgimento de novas formas marinhas como a de Corumbá. No final do Período Ediacariano, deu-se a explosão da vida no planeta, era o início do Período Cambriano. Com esse material há a possibilidade de investigar os primeiros processos de evolução dos organismos e de estudar o hábitat e as condições de vida da época.

Por ser uma forma muito primitiva de vida, com um tipo ainda precário de esqueleto, *Corumbella werneri* auxilia os pesquisadores a entender como os organismos começaram a desenvolver seus esqueletos. O aperfeiçoamento da estrutura foi a forma que os seres vivos encontraram de se proteger contra ondas do mar e predadores. A descoberta de *Corumbella werneri* abriu caminhos para novas pesquisas não só no Brasil, mas em todo o mundo. Em 1990, a equipe coordenada pelo Professor Bernd Erdtmann, da Universidade Técnica de Berlin, identificou uma forma de vida semelhante à *Corumbella werneri* em Ningxia, no Centro-Norte da China.

Espécimes de *Corumbella werneri* melhor preservados foram doados ao Museu de Ciências da Terra, no Rio de Janeiro. A instituição é ligada ao Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM) do Ministério de Minas e Energia, que já registrou na cidade de Corumbá um novo sítio paleontológico brasileiro. Além deste museu, vale salientar o rico acervo desta importante espécie depositada no Museu de Geociências da Universidade de Brasília (figura 29.13).

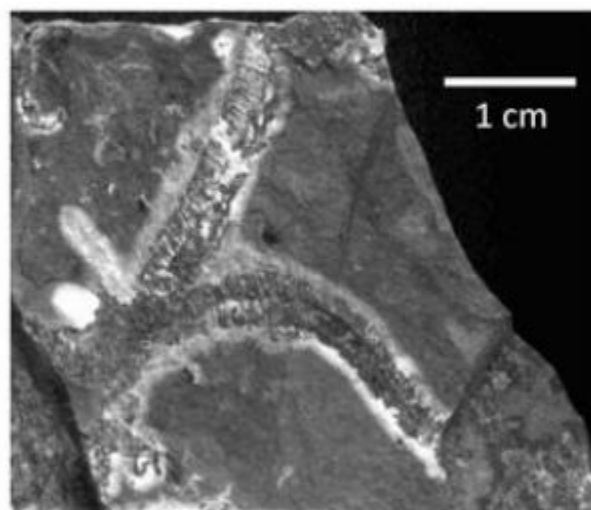



Figura 29.13 Espécimes de *Corumbella werneri* Hahn *et alii*, 1982, tombados no Museu de Geociências da Universidade de Brasília. Material proveniente do Município de Corumbá, Estado de Mato Grosso do Sul, Brasil (fotografia de Simone Carolina S. e Silva).

L. Maravilha – Cidade Temática da Paleontologia

Localizada no interior do Estado de Alagoas, o Município de Maravilha possui vários sítios paleontológicos com fósseis da megafauna do Quaternário. Através da ação da municipalidade de Maravilha e do Prof. Jorge Luiz Lopes foi fundado em 2007 o Museu Paleontológico de Maravilha, onde estão expostos fósseis de animais que viveram na região durante o Pleistoceno, tais como preguiças gigantes, tigres-dentes-de-sabre, toxodontes, mastodontes e gliptodontes.

No município foi também realizada uma ação inédita no âmbito da paleontologia brasileira, transformando Maravilha, em uma verdadeira cidade temática. O artista plástico Valdo Lima criou réplicas em tamanho natural espalhadas pela sede municipal (figuras 29.14 e 29.15) e na caatinga do entorno de Maravilha (localidade de Sítio Ovo da Ema, figura 29.16). No espaço urbano, mesmo as lixeiras e os telefones públicos são construídos com imagens dos animais da megafauna (como, p. ex. o toxodonte, o gliptodonte e a preguiça-gigante). Há um grupo teatral no município que representa peças com esses animais, e uma vez por mês há o cinema na praça com filmes sobre animais pré-históricos, pesquisas científicas em paleontologia e os clássicos do cinema com temas paleontológicos (Jorge Luiz Lopes, informação pessoal, 2009). Estas ações têm possibilitado uma ampla divulgação da paleontologia, sendo tanto relevantes para a educação, como nos mecanismos de ampliação do setor terciário, em especial o do turismo científico, potencializando assim o crescimento econômico da região. A municipalidade busca a ampliação deste projeto para a sustentabilidade turística do município, que prevê mais réplicas da megafauna espalhadas na cidade, uma pousada ecológica, programas de educação ambiental e formação de profissionais, criação de unidades de conservação, um parque temático, um museu arqueológico no Município de Poço das Trincheiras e um museu geológico em Ouro Branco, cidades vizinhas à Maraviha, no sertão de Alagoas (Marcelo Cabral, http://www.overmundo.com.br/overblog/maravilha-pre-historica).

Figura 29.14 Mobiliário urbano (lixeira) associado à megafauna da região de Maravilha. Ao fundo reconstituição da preguiça gigante realizada pelo artista plástico Valdo Lima, localizada em uma das praças de Maravilha, Estado de Alagoas (fotografia de Jorge Luiz Lopes).

Figura 29.15 Escultura do tigre-dente-de-sabre, um dos elementos da megafauna de Maravilha exposto em frente ao Museu Paleontológico de Maravilha (fotografia de Marcelo Cabral, http://www.overmundo.com.br/overblog/maravilha-pre-historica). Escultura de Valdo Lima.

Figura 29.16 Toxodonte exposto na localidade de sítio Ovo da Ema, Município de Maravilha, um dos locais de ocorrência da megafauna pleistocênica. Escultura de Valdo Lima (fotografia de Jorge Luiz Lopes).

Associado à musealização do espaço do urbano e rural do município há também o trabalho, a educação ambiental e patrimonial através de cartilha que conta a história da paleontologia na região escrita sob a forma de literatura de cordel (*O Passado de Maravilha*). Em função destas ações, o Museu Paleontológico de Maravilha já recebeu mais de 20 mil visitantes (a população de Maravilha tem pouco mais de 10 mil habitantes) e haverá a criação da primeira Unidade de Conservação na caatinga de Alagoas, com área de 800 km², visando à preservação dos sítios paleontológicos, envolvendo os Municípios de Poço das Trincheiras, Maravilha e Ouro Branco (Jorge Luiz Lopes, informação pessoal 2009).

Considerações finais

A legislação brasileira possui um conjunto de leis que apresentam subjetividade no critério de aplicação para possibilitar a preservação de jazigos fossilíferos, enquanto patrimônio cultural da sociedade brasileira (BRASIL, 1942, 1973, 1988, 1990a, 1990b, 1991). Mostra-se com a intenção de inibir ações de depredação, comercialização e retirada ilegal do país de espécimes fósseis, no entanto, não prevê penalidades para os infratores.

Em regiões onde o grau de escolaridade é mais elevado observam-se ações das próprias comunidades, através de associações de moradores ou catalisadas por paleontólogos leigos, tem viabilizado a criação de museus municipais e a preservação de jazigos e acervo fossilíferos.

O reconhecimento da importância dos fósseis como bem cultural indissociável do patrimônio público pelas comunidades onde ocorrem os grandes jazigos fossilíferos, possibilita a reativação da economia local e a valorização da identidade da população, além do resgate da identidade e valores culturais da região. Neste caso, a legislação mostra-se então suficiente para coibir ou mesmo impedir a depredação e a comercialização de fósseis.

Apesar de não haver no ordenamento jurídico uma lei específica que defina como crime a comercialização ilegal e a coleta indevida de material fóssil, a depredação do patrimônio cultural é crime, tendo sido regulamentado em leis esparsas, tais como crimes contra o meio ambiente, e até mesmo crime contra a ordem econômica.

O sucesso em evitar o vilipêndio e a depredação do patrimônio público está em ações que visem demonstrar, às referidas comunidades, os mecanismos de utilização dos fósseis para a economia local, e que possibilitem uma educação básica voltada para o discernimento crítico sobre o significado da cidadania.

Referências

BELTRÃO, M. C. M. C.; FRANCISCO, B. H. R.; PEREZ, R. A. R. *et alii*. 2001. O Parque Paleontológico de São José de Itaboraí (Rio de Janeiro) e seu entorno. *Revista Brasileira de Paleontologia*, *2*: 53-55.

BERGQVIST, L. P.; MOREITA, A. L. & PINTO, D. R. 2006. *Bacia de São José de Itaboraí – 75 anos de história e ciência*. Rio de Janeiro, CPRM/MME, 81 p.

BRASIL. 1942. Decreto-Lei nº 4.146, de 4 de março de 1942. *Diário Oficial dos Estados Unidos do Brasil*, Rio de Janeiro, nº 54, seção 1, p. 3.533.

BRASIL. 1973. Decreto nº 72.312, de 31 de maio de 1973. *Diário Oficial da República Federativa do Brasil*, Brasília, seção 1, pt. 1, p. 5.298-5.300.

BRASIL. 1988. *Constituição, 1988. Constituição: República Federativa do Brasil.* Brasília: Senado Federal, Centro Gráfico, XIV, 292 p.

BRASIL.1990a. Decreto nº 98.830, de 15 de janeiro de 1990. *Diário Oficial da República Federativa do Brasil*, Brasília, seção 1, p. 1.092-1.093.

BRASIL. 1990b. Ministério da Ciência e Tecnologia. Portaria nº 55, de 14 de março de 1990. *Diário Oficial da República Federativa do Brasil*, Brasília, p. 5.460-5.466.

BRASIL. 1991. Lei nº 8.176, de 8 de fevereiro de 1991. *Coleção das Leis da República Federativa do Brasil*, Brasília, v. 183, nº 1, p. 88-89.

CABRAL, M. 2009. Maravilha pré-histórica. *Página eletrônica da overmundo* http://www.overmundo.com.br/overblog/maravilha-pre-historica. *Acesso em 30 de dezembro de 2009*.

CARTELLE, C. 1994. Tempo passado. Mamíferos do Pleistoceno em Minas Gerais. Editora Palco, Belo Horizonte, 129 p.

CARVALHO, I. S. 1996. As pegadas de dinossauros da Bacia de Uiraúna-Brejo das Freiras (Cretáceo Inferior, Estado da Paraíba). *In*: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, 4. *Boletim*. Rio Claro, São Paulo, p. 115-121, Brasil.

CARVALHO, I. S. 2000. Geological environments of dinosaur footprints in the intracratonic basins from Northeast Brazil during the South Atlantic opening (Early Cretaceous). *Cretaceous Research*, *21*: 255-267.

CARVALHO, I. S. 2001. Bacias intracratônicas do Nordeste do Brasil. *In*: BRITO, I. M. *Geologia Histórica*. Editora da Universidade Federal de Uberlândia, p. 117-140.

CARVALHO, I. S.; FERNANDES, A. C. S. & SANTOS, V. F. 1999. Educação: a base para preservação do patrimônio fossilífero. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 41, *Boletim de Resumos*, Sociedade Brasileira de Paleontologia, p. 32-33.

CARVALHO, I. S. & LEONARDI, G. 1992. Geologia das Bacias de Pombal, Sousa, Brejo das Freiras e Vertentes (Nordeste do Brasil). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, *64*(3): 231-252.

COSTA, C. F. M. & ROSAS JR., A. 2001. Expedição paleontológica ao Alto Rio Juruá: contribuição ao histórico da paleontologia na Amazônia. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 42. Universidade Federal do Acre, Sociedade Brasileira de Paleontologia, *Boletim de Resumos*, p. 197.

FAMÍLIA CRISTÃ. 1990. Mata, um capricho da natureza. São Paulo, nº 654, p. 10-11.

FERNANDES, A. C. S. & CARVALHO, I. S. 2000. A espoliação da paleoartropodofauna brasileira: um exemplo da Chapada do Araripe. *In*: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE PALEOARTROPODOLOGIA, 1, INTERNATIONAL MEETING ON PALEOARTHROPODOLOGY, 1, *Abstracts*, Ribeirão Preto, p. 137.

GODOY, L. C. & LEONARDI, G. 1985. Direções e comportamento dos dinossauros da localidade de Piau, Sousa, Paraíba (Brasil), Formação Sousa (Cretáceo Inferior). *In*: Brasil, DNPM. *Coletânea de Trabalhos Paleontológicos*. Série "Geologia", 27 (Seção Paleontologia e Estratigrafia, *2*: 65-73, 4 figs.

LEONARDI, G. 1979a. Nota Preliminar sobre Seis Pistas de Dinossauros Ornithischia da Bacia do Rio do Peixe (Cretáceo Inferior) em Sousa, Paraíba, Brasil. *Anais Academia brasileira de Ciências*, *51*(3): 501-516.

LEONARDI, G. 1979b. New Archosaurian trackways from the Rio do Peixe Basin, Paraíba, Brazil. *Annali dell'Universitat di Ferrara*, N.S., S.IX, *5*(14): 239-249.

LEONARDI, G. 1980. Dez novas pistas de Dinossauros (Theropoda Marsh, 1881) na Bacia do Rio do Peixe, Paraíba, Brasil. *In*: ACTAS 1ER CONGRESO LATINOAMERICANO DE PALEONTOLOGÍA, Buenos Aires, 1978, v. 1, p. 243-248.

LEONARDI, G. & CARVALHO, I. S. 2002. As pegadas de dinossauros da Bacia do Rio do Peixe. **http://www.unb.br/ig/sigep/index.html.**

LEUZINGER, M. D. & CUREAU, S. 2008. *Direito Ambiental*. Elsevier, Rio de Janeiro, 123 p.

LIMA, M. R. 1978. *Palinologia da Formação Santana (Cretáceo do Nordeste do Brasil).* Universidade de São Paulo, Tese de Doutorado, 335 p.

MAIA, M. S. O. & MAIA, M. J. C. 2001. Os rios e a sua relação com as pesquisas paleontológicas: o caso do Acre. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 42. Universidade Federal do Acre, Sociedade Brasileira de Paleontologia. *Boletim de Resumos*, p. 196.

MAISEY, J. G. 1991. *Santana Fossils. An illustrated atlas.* Contribution to IUGS-IGCP Project 242, The Cretaceous of South America. Neptune, New Jersey, T.F.H., 459 p.

MARTILL, D. M.; BECHLY, G. & LOVERIDGE, R. F. 2007. *The Crato fossil beds of Brazil. Window to an ancient world*. Cambridge University Press, New York, 625 p.

MARTINS, F. J. C. 1996. *Levantamento de aspectos geológicos da parte setentrional da Ilha de São Luís e áreas adjacentes*. Dissertação de Mestrado. Rio de Janeiro, Programa de Pós-Graduação em Geologia. Universidade Federal do Rio de Janeiro, 98 p.

MEDEIROS, M. A. 2001. *A Laje do Coringa (Ilha do Cajual, Bacia de São Luís, Baía de São Marcos, MA): conteúdo fossilífero, bioestratinomia, diagênese e implicações na paleobiogeografia do Mesocretáceo do Nordeste brasileiro*. Tese de Doutorado. Rio Grande do Sul, Programa de Pós-Graduação em Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 107 p.

MEDEIROS, M. A. 2003. Dinossauros do Cretáceo Médio no Maranhão. *Scientific American Brasil*, *9*: 28-33.

MEDEIROS, R. A. & BERGQVIST, L. P. 1999. Paleocene of the São José de Itaboraí Basin, Rio de Janeiro, Brazil: lithostratigraphy and biostratigraphy. *Acta Geologica Leopoldensia*, *XXII*(48): 3-22.

MEDEIROS, M. A.; MARTINS, F. C.; SILVA JR., F. R.; PONTES, H. & VILLAS BÔAS, I. 1996. A Laje do Coringa (Ilha do Cajual, Maranhão): depósitos conglomeráticos fossilíferos contendo restos de dinossauros. *Revista de Geologia*, Universidade Federal do Ceará, *9*: 123-129.

MELO, J. S. 2001. Novos sítios paleontológicos na Formação Solimões (Mioceno Superior-Plioceno), Alto Rio Purus, região do Município de Manoel Urbano, Estado do Acre, Brasil, *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 42. Universidade Federal do Acre, Sociedade Brasileira de Paleontologia. Boletim de Resumos, p. 193.

MINELLO, L. F. 1995. As "florestas petrificadas" da região de Santa Maria: histórico, legislação e destinação. Ciência & Ambiente, *10*: 49-61.

MUSEU DE PALEONTOLOGIA DE MONTE ALTO. 2002. **http://www.montealto.sp.gov.br.**

NUVENS, P. C. 1994. *As pedras de Peixe de Santana. Uma introdução à Paleontologia da Formação Santana*. Gráfica Universitária. Universidade Regional do Cariri, 132 p.

RAMOS, M. I. F. & SOUZA-FILHO, J. P. 2001. Registro da megafauna de mamíferos pleistocênicos nas margens do Rio Juruá, Município de Eirunepé, Amazonas, Brasil. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 42. Universidade Federal do Acre, Sociedade Brasileira de Paleontologia. Boletim de Resumos, p. 180.

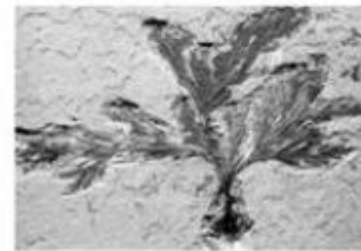
RANZI, A. 2001. Paleoecologia da Amazônia. Megafauna do Pleistoceno. Editora da Universidade Federal de Santa Catarina e Universidade Federal do Acre, 101 p.

SCHOBBENHAUS, C.; CAMPOS, D. A.; QUEIROZ, E. T.; WINGE, M. & BERBERT-BORN, M. L. C. Sítios geológicos e paleontológicos do Brasil. DNPM (Departamento Nacional da Produção Mineral e CPRM (Serviço Geológico do Brasil), Brasília, 540 p. (no prelo).

SOMMER, M. G. & SCHERER, C. M. S. 2000. Middle-Late Triassic petrified forests from Mata Sandstone at Rio Grande do Sul State, BR: a preliminary geological, taphonomic and biostratigraphic setting. *Geociências*, Universidade de Guarulhos, *V* (nº especial): 117-120.

WILD, R. 1988. The protection of fossils and paleontological sites in the Federal Republic of Germany. Special Papers in Palaeontology. London, *40*: 181-189.

Jazigos Paleobotânicos do Brasil

Fresia Ricardi-Branco

Neste capítulo serão indicados alguns jazimentos do registro geológico do Brasil nos quais podem ser encontrados fósseis de vegetais ou fitofósseis. A escolha dos sítios foi feita tentando reunir acontecimentos importantes da história evolutiva das plantas, principalmente vasculares, registrados no Brasil; processos de fossilização diferentes; bacias representativas de cada período e jazigos com macrofósseis vegetais (figura 30.1). Uma vez que é impossível mencionar todos os jazigos de fitofósseis encontrados no Brasil ou em uma bacia em especial, foram indicadas no texto as bibliografias onde podem ser encontradas referências de um número mais amplo de localidades com fósseis de vegetais e maiores detalhes acerca do sítio em questão.

Antes de começar, é interessante discutir brevemente como ocorre a fossilização das plantas terrestres, em quais ambientes e quais podem ser os depósitos gerados pelo acúmulo de restos vegetais. Potencialmente todo o corpo de um vegetal pode ser fossilizado, mas somente as partes facilmente dispersáveis e que se apresentam em grandes quantidades nos sedimentos têm maior possibilidade de se fossilizar. Assim, verificamos que a porção aérea de um vegetal é mais facilmente transportada desde o local de origem até os sedimentos. A porção aérea pode ser dividida em partes com funções reprodutivas e partes com funções vegetativas. No primeiro grupo encontram-se alguns órgãos, como esporângios, cones, flores (escassas no registro fóssil), frutos, sementes, esporos e pólens. O segundo grupo abrange folhas, galhos, caules e troncos, bem frequentes nos jazigos fossilíferos de vegetais. Logicamente, a sobrevivência das espécies depende da sua capacidade de se dispersar e de colonizar outras áreas. Para isso, desenvolveram estruturas e órgãos reprodutivos com adaptações que permitem o melhor transporte.

Os depósitos de fitofósseis formados desde que as plantas vasculares colonizaram o continente refletem a vegetação da área na qual habitava a planta, bem como o clima e outras condições ambientais. Muitas vezes os fósseis de plantas que encontramos num afloramento ou assembleia, não representam apenas a vegetação local, podendo tratar-se de uma mistura de elementos locais com elementos (p. ex. folhas ou sementes e caules) que tenham viajado alguma distância, desde o momento que se desprenderam da planta de origem. Nesse caso, o conjunto encontrado será uma assembleia, representando uma mistura de elementos autóctones (locais) e alóctones (transportados). Assim, são assembleias representativas da mata ciliar, e que fossilizam em depósitos nas margens dos cursos d'água. Outros depósitos de fitofósseis podem ser enormes e

muito extensos, como as jazidas de carvão, constituindo produto da fossilização de antigos pântanos, semelhantes aos atuais manguezais. Depósitos não menos importantes economicamente são gerados em lagos por acúmulo de vegetais das margens e dos rios próximos ou de planícies de várzea quando o rio transborda seu leito original.

Dependendo das condições do ambiente onde fossilizam os restos vegetais, sempre em condições de pouco ou nenhum oxigênio, vamos ter diferentes tipos de fósseis vegetais. Assim, por exemplo, podemos mencionar:

- o carvão é produto de um processo denominado incarbonização, muito comum em ambientes pantanosos onde se acumulam grandes volumes de matéria orgânica vegetal. Nessas condições ácidas e anóxicas existe a possibilidade de serem conservadas partes como cutículas de folhas e sementes, permitindo a realização de estudos paleoanatômicos ou morfológicos. Esses dados são muito úteis na hora de se fazer interpretações acerca do clima;
- outro tipo de fossilização, a permineralização, permite a preservação anatômica produzindo fósseis tridimensionais muito atrativos. Esse processo acontece quando a água com sílica, cálcio ou, mais raramente, ferro dissolvido em alta concentração penetra nos tecidos da planta;
- contudo, o tipo mais comum de fossilização em vegetais são as impressões, nas quais se produz uma cópia em negativo do original, sem preservar nada da matéria orgânica original.

Como é de esperar, vamos encontrar fósseis de plantas terrestres a partir do surgimento da vida no continente que aconteceu no Siluriano e início do Devoniano. Esse registro é mais ou menos contínuo até os nossos dias. Dessa forma serão mencionados jazimentos em uma ordem cronológica de aparecimento começando pelos mais antigos correspondentes à Era Paleozoica até os mais recentes, da Era Cenozoica.

Figura 30.1 Localização das bacias sedimentares com ricos jazimentos de macrofósseis vegetais (modificado de Rohn, 2000).

Jazigos Paleozoicos

Um dos acontecimentos mais importantes na história do povoamento da terra firme foi o aparecimento das primeiras plantas terrestres. Essas primeiras plantas eram muito simples e derivaram de algum grupo de algas verdes. Essa passagem para o ambiente seco da terra firme, envolveu inúmeros problemas, dos quais os mais importantes enfrentados pelas plantas foram relacionados a:

- desenvolvimento de sistemas de fixação e de absorção de água do solo;
- transporte da água e os minerais do solo às partes superiores da planta e estruturas rígidas para manter-se eretas e buscar a luz; dessecação dos tecidos expostos ao ar e ao sol, solucionada pelo desenvolvimento de um tecido externo poroso, mas revestido de cutícula (cerosa), recobrindo toda a parte aérea;
- proteção dos esporos, ou células reprodutoras, por meio de uma parede resistente, denominada exina.

Uma vez que o corpo da planta desenvolveu uma parte aérea e outra subterrânea, começou o desenvolvimento de órgãos especializados para a fotossíntese: as folhas.

No Brasil encontramos registro de vegetais primitivos, na Bacia do Paraná, em camadas da Formação Furnas, no Município de Jaguariaíva, Estado do Paraná, com uma idade eodevoniana (aproximadamente 400 Ma). Essa assembleia é constituída, principalmente, por impressões de vegetais que habitaram um ambiente subaquoso lagunar, ou seja, lagoas pouco profundas perto da costa, embora os fósseis tenham sofrido transporte antes da deposição, o que explica o caráter fragmentário dos exemplares e sua disposição caótica na rocha. Essa assembleia foi estudada por Mussa *et alii* (1996) tendo sido descritos fragmentos de gametófitos (estruturas reprodutivas) associados com fragmentos de caules vegetativos, mas uma vez que os espécimes aparecem desconectados e dispersos, torna-se difícil conhecer a verdadeira afinidade entre eles. Mussa *et alii* (1996) mencionam a presença de plantas muito simples como *Cooksonia*, possíveis restos de *Zosterophyllum* de distribuição mundial e formas endêmicas como *Ciguelia* e *Brasilophyton*. Pela presença de partes estéreis (*Ciguelia*, *Zosterophyllum*, *Brasilophyton* e *Cooksonia*) e férteis (*Lyonophyton* e *Edwardsnella*), os autores concluíram que a assembleia brasileira é comparável a associações encontradas em outros lugares do planeta, embora a assembleia de Jaguariaíva apresente um alto grau de endemismo.

Devido à proximidade da porção sul do paleocontinente Gondwana ao polo Sul, durante a maior parte do Devoniano, não existe registro de fitofósseis para o restante desse período no Brasil. Voltamos a encontrar assembleias de fitofósseis no Eocarbonífero (Viseano). Dentre esses, podem ser mencionados afloramentos na Bacia de Parnaíba, pertencentes à Formação Poti, localizados na borda leste da bacia entre as cidades de Teresina e Floriano (Iannuzzi, 1994). A paleoflora (reunião de várias assembleias) é representada por impressões e/ou compressões de fragmentos de caules de licófitas (*Ursodendron*?), bem como de frondes (*Diplothema* e *Adiantites*) e estruturas reprodutivas masculinas de pteridospermas (*Kegelidium* e *Paulophyton*), além de frondes de afinidades incertas (*Triphyllopteris* e *Nothorapcopteris*). Essa paleoflora, possivelmente habitava um clima temperado frio, fato corroborado pela posição latitudinal da Bacia do Parnaíba durante o Eocarbonífero. O ambiente onde habitavam foi interpretado por Iannuzzi (1994) como flúvio-deltaico.

No decorrer do Carbonífero a porção sul do Gondwana experimentou períodos glaciais nos quais o registro de fósseis vegetais é bastante escasso. Assim podemos mencionar, entre outros, para a Bacia do Paraná, o registro de fósseis vegetais relacionados com períodos interglaciais encontrados em sedimentos do Subgrupo Itararé no Estado de São Paulo, nas tafofloras (conjunto de fitofósseis encontrados num afloramento) de Itapeva (Zampirolli, 2001) e Monte Mor (Millan, 1972).

No Permiano da Bacia do Parnaíba, Formação Pedra de Fogo, encontramos afloramentos de lenhos e raízes permineralizados por sílica, muitos deles ainda em posição original, de quando vivas, pois os exemplares encontram-se muito bem preservados. Muitos desses lenhos pertencem a pteridospermas, que foram vegetais que possuíam traços ancestrais de pteridófitas e novas adaptações ao meio terrestre encontradas nos espermatófitos (p. ex. gimnospermas) como sementes. Vários afloramentos têm sido mencionados na literatura, como os localizados na região Carolina–Araguaína no Estado do Piauí (Coimbra & Mussa, 1984) e o campo de troncos nas proximidades de Teresina (Caldas *et alii*,

1989). A paleoflora (reunião de várias tafofloras) de troncos fósseis da Formação Pedra de Fogo é reconhecida pela presença do gênero *Psaronius*, embora estudos recentes tenham ampliado o conhecimento dessa paleoflora de caules fósseis (figura 30.2), incluindo troncos de esfenófitas da família Calamitaceae (*Artropitys*), de lignitatoflora pteridospermas (*Teresinoxylon* e *Carolinapitys*) e raízes (*Amyelon*). Em geral, o ambiente onde esses vegetais habitavam era úmido como nos lugares próximos a rios ou zonas pantanosas próximas à praia (planície costeira), em climas secos e áridos como os da Formação Pedra de Fogo.

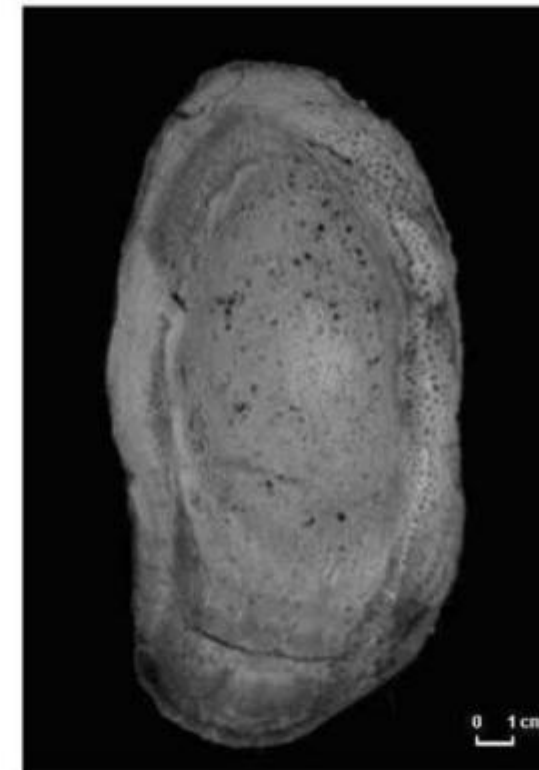



Figura 30.2 Seção transversal de *Psaronius* sp. (Formação Pedra de Fogo, Bacia do Parnaíba). Coleção Didática de Paleontologia do IG/USP, São Paulo.

Durante o Permiano, com o fim da glaciação e o afastamento das calotas de gelo da porção sul do Gondwana e, em consequência, do leste da Bacia do Paraná (Estados de São Paulo, Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul) encontramos o imenso registro paleobotânico representado pela Flora de *Glossopteris* (figura 30.3), associado à porção superior do Subgrupo Itararé; às jazidas de carvão da Formação Rio Bonito e às paleofloras do Grupo Passa Dois (formações Irati, Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto). A Flora de *Glossopteris* representa as florestas que dominavam os ambientes pantanosos dos deltas, gerados após o final da glaciação, margens de rios e planícies costeiras. A Flora de *Glossopteris* também ocorre na Argentina, Sul da África, Austrália, Índia, Antártica e Madagascar, constituindo uma das provas mais importantes da deriva dos continentes. Essa flora vem sendo estudada desde o início do século XX no Sul do Brasil por causa das jazidas de carvão associadas a ela. Mencionar um afloramento único representativo dela na porção brasileira na Bacia do Paraná, resulta quase impossível, uma vez que existem muitos afloramentos e estudos realizados nos Estados de São Paulo (Mussa, 1982; Bernardes de Oliveira *et alii*, 1999 e 2000; Rohn *et alii*, 2000), Paraná (Oliveira, 1927; Read, 1941; Rösler, 1972; Fittipaldi, 1981; Ricardi-Branco, 1998; Rohn, 1988), Santa Catarina (White, 1908; Bernardes de Oliveira, 1977; Bernardes de Oliveira & Yoshida, 1981; Rohn, 1994) e Rio Grande do Sul (White, 1908; Chaloner *et alii*, 1979; Guerra-Sommer, 1989; Guerra-Sommer & Cazzulo-Klepzig, 1993; Merlotti, 2000).

A Flora de *Glossopteris* é formada por um conjunto grande de espécies, sendo as folhas do gênero *Glossopteris* (uma pteridosperma) muito comuns e rico em espécies. Junto com este gênero encontram-se associadas espécies de caules (p. ex. *Brasilodendron*, *Lycopodiopsis*) e microfilos de licófitas, caules (*Paracalamites*), folhas (*Spenophyllum* e *Schizoneura*) e estróbilos de esfenófitas, frondes de pteridófitas (*Pecopteris* e *Sphenopteris*), outras pteridospemas, como folhas de *Rubidgea*, estruturas reprodutivas associadas a *Glossopteris*, como *Ottokaria*, madeiras permineralizadas (*Vertebaria*, *Polysolenoxylon* e *Taxopitys*), ramos (*Paranocladus*, *Brasilocladus* e *Krauselcladus*), estróbilos femininos de coníferas, bem como abundantes e variados tipos de sementes (*Samaropsis* e *Cordaicarpus*). De forma muito geral é possível mencionar que os macrofitofósseis da Flora de *Glossopteris*, na porção leste da Bacia do Paraná, compreendem impressões, compressões-carbonificadas com cutículas preservadas de caules, folhas e sementes, assim como troncos permineralizados, especialmente nas formações Rio Bonito, Irati e Serra Alta. O período durante o qual a vegetação do Sul do Brasil foi caracterizada pela Flora de *Glossopteris* abarca todo o Permiano (aproximadamente 42 Ma). Assim, é possível mencionar vários locais de ocorrência em etapas diferentes de sua história

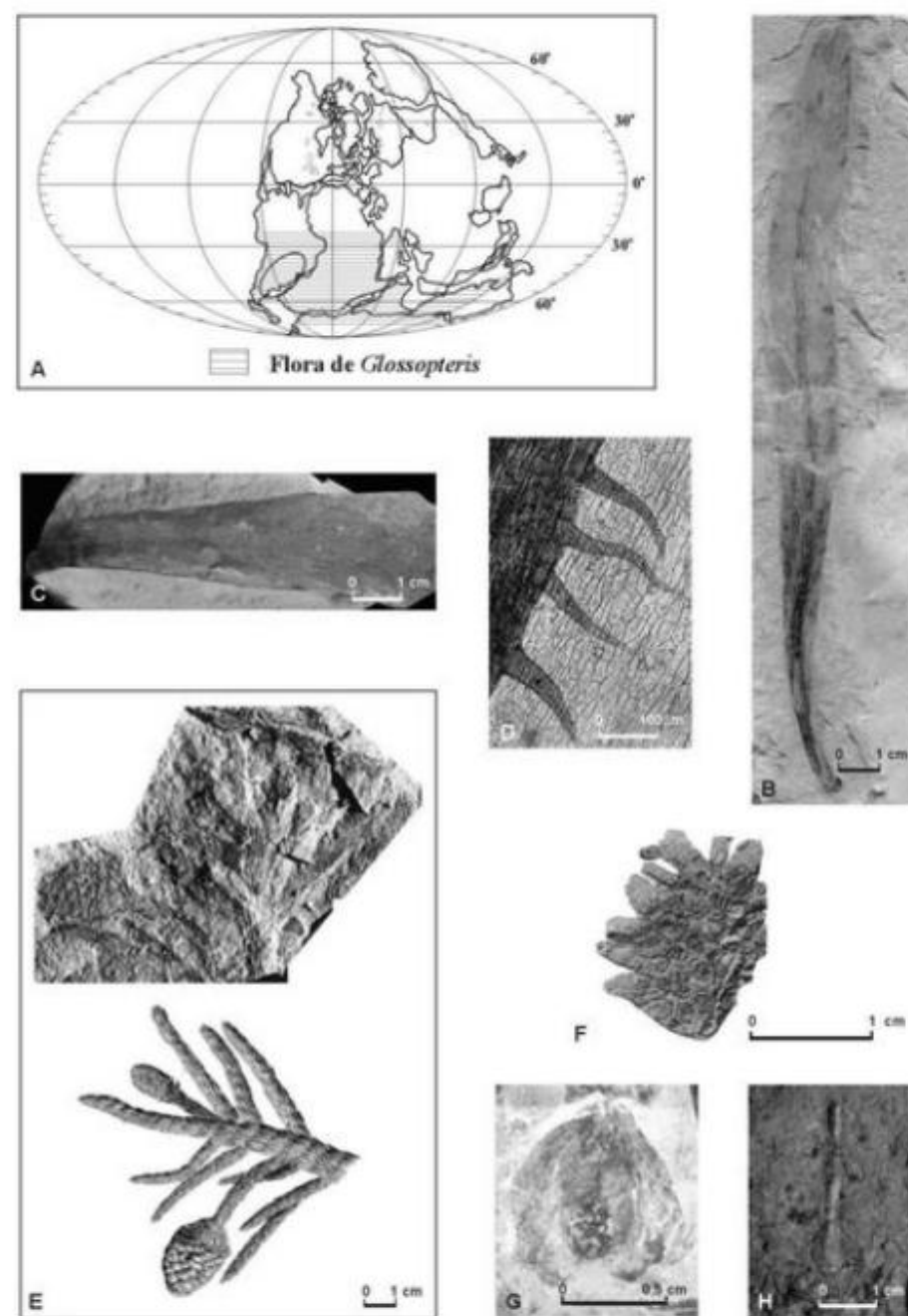



Figura 30.3 Algumas espécies da Flora de *Glossopteris* encontradas na porção brasileira da Bacia do Paraná. (A) Distribuição da Flora de *Glossopteris* durante o Eopermiano; a elipse indica a posição da Bacia do Paraná. (B) Folha de *Glossopteris mussae* (Formação Irati). (C) *Noegerathiopsis hislopi* (Subgrupo Itararé). (D) Cutícula adaxial de uma folha de *Paranocladus dusenii*; notar tricomas e fileira de estômatos. (E) Ramo de *Paranocladus dusenii* com estróbilo (Formação Rio Bonito) e sua reconstituição. (F) *Ottokaria sanctae-catharinae*, estrutura reprodutiva feminina de glossopterídeas (Formação Rio Bonito). (G) Semente *Samaropsis* sp. (Subgrupo Itararé). (H) Microfilo de licófita (Formação Rio Bonito). Exemplares depositados na Coleção Científica do Laboratório de Geociências UnG, Guarulhos, SP (B, material analisado por Ricardi-Branco *et alii*, 1999); Coleção de Paleobotânica (3T) do Laboratório de Paleontologia Sistemática do IG/USP, São Paulo (C, D, E, F e H) e Coleção do Museu de Paleontologia e Estratigrafia "Prof. Dr. Milton Barbosa Landim" DGS-IGCE/UNESP, Rio Claro, SP (C, F e G descritos por Rohn *et alii*, 2000; D, E e H descritos por Ricardi-Branco, 1998).

como a Mina de Carvão Amando Simões, Município de Figueira (Paraná), que apresenta seu estágio inicial de desenvolvimento (Ricardi-Branco, 1998). A maior diversidade da Flora de *Glossopteris* encontra-se representada em Criciúma (Santa Catarina), no afloramento Bainha, no qual ocorrem 58 espécies diferentes de gêneros pertencentes à Flora de *Glossopteris* (Bernardes de Oliveira, 1977; Iannuzzi, 1999), bem como no Rio Grande do Sul, nas minas de carvão de Candiota e Faxinal.

Para a parte superior do Permiano é possível mencionar afloramentos da Formação Irati, em São Paulo, como as pedreiras de calcário de Rio Claro, onde foram encontrados numerosos exemplares de troncos permineralizados. Por último, para a fase final da Flora de *Glossopteris*, vários afloramentos são mencionados por Rohn (1994) para o Paraná (formações Teresina e Rio do Rasto), como, por exemplo, os afloramentos da Rodovia Dep. Antônio Baby entre Paulo Frontin e Irati, e as pedreiras de Fluviópolis e Prudentópolis.

Jazigos Mesozoicos

A partir da Era Mesozoica (248-65 Ma) inicia-se um processo de aprimoramento nas gimnospermas. Nessa época, as coníferas (p. ex. araucárias) foram dominantes e de ampla distribuição, especialmente nos períodos Triássico (248-206 Ma) e Jurássico (206-144 Ma). Outros grupos de gimnospermas, como as Bennettitales, Cycadales e Ginkgoales, foram também muito abundantes. Das Cycadales e Ginkgoales restam, em nossos dias, alguns representantes, sendo que das cycas são conhecidos aproximadamente dez gêneros e das Ginkgoales, caracterizadas pelas suas folhas em forma de leque, somente uma espécie chega até hoje. A partir do Cretáceo (144-65 Ma), os macrofósseis de angiospermas ou antófitas começam a ser encontrados nas assembleias de fitofósseis, e, no final desse período, passam a ser os elementos dominantes. A Era Mesozoica é caracterizada por um incremento da aridez em nível mundial, tendência do clima que vem desde o Permiano. Esse fato faz com que as ocorrências de fósseis vegetais durante o Mesozoico sejam muito reduzidas, pois, embora com certeza, existissem florestas sobre o planeta, os ambientes propícios à ocorrência do processo de fossilização foram escassos. De qualquer forma, encontramos no Brasil registros desse tempo dominados principalmente por espermatófitos, melhor adaptados à vida no interior do continente, tanto do ponto de vista anatômico como na reprodução livre da dependência de água.

Durante o Triássico, na porção brasileira da Bacia do Paraná, nos sedimentos da Formação Santa Maria, afloramento Passo das Tropas, Município de Santa Maria (Rio Grande do Sul) encontramos uma assembleia característica desse período, conhecida como Flora de *Dicroidium*. Nela, os fósseis vegetais encontram-se preservados como impressões, sem registro de matéria orgânica carbonificada. O elemento dominante é *Dicroidium*, gênero de pteridospermas caracterizado por belas impressões de frondes, do qual foram descritas, até o presente, oito espécies no afloramento de Passo das Tropas (Bortoluzzi *et alii*, 1984, 1985; Guerra-Sommer & Cazzulo-Klepzig, 2000). Dentro da Flora de *Dicroidium* também podem ser encontradas folhas de esfenófitas (*Neocalamites*), frondes de pteridófitas (*Cladophlebis* e *Tetraptilon*), folhas de posição sistemática incerta, como *Nilsonia*, e ramos de gimnospermas tipicamente mesozoicas, como a conífera *Podozamites*, a cica *Williamsonia* e a ginkgofita *Ginkgoites*, entre outros. A Flora de *Dicroidium* representa, segundo Guerra-Sommer & Cazzulo-Klepzig (2000), uma floresta localizada próxima a cursos de água e lagos composta por árvores (coníferas, ginkgófitas e pteridospermas), arbustos (*Nilsonia*), plantas herbáceas, como samambaias, (pteridófitas) e esfenófitas (*Neocalamites*). Toda a associação vegetal estaria adaptada a condições de clima temperado.

Também dentro da Formação Santa Maria, no Estado do Rio Grande do Sul, são registrados depósitos de lenhos silicificados, como os dos Municípios de Mata e São Pedro. Os lenhos pertencem a gimnospermas, especialmente coníferas, e alguns atingem 30 metros de comprimento (Guerra-Sommer & Scherer, 1999). Um dos gêneros mais importantes é *Rhexoxylon* (relacionado a Corystospermales, que foram arbustos lenhosos exclusivos do Gondwana). A ocorrência de lenhos dentro da Formação Maria, especialmente da assembleia associada com *Rhexoxylon*, é considerada por esses autores como contemporânea da Flora de *Dicroidium*.

No Jurássico encontramos, no Brasil, registro de vegetais (troncos permineralizados) nas Bacias de Tucano, Jatobá (Formação Aliança) e Araripe (Formação Missão Velha). Contudo, é no Cretáceo (Aptiano, 120 Ma) da Bacia do Araripe que ocorre, dentro do Membro Crato da Formação Santana, Ceará, uma flora extremamente

bem preservada. Essa possui uma enorme importância dentro da evolução das plantas terrestres, devido à sua variedade e por ser um dos primeiros registros de macrofósseis de angiospermas em nível mundial (figura 30.4). Além dos vegetais é registrada uma enorme e diversa assembleia fossilífera composta por: invertebrados (ostracódeos, conchostráceos, insetos, aracnídeos, bivalvios e gastrópodes), vertebrados (peixes, pterossauros, quelônios, crocodilos, aves e anfíbios), icnofósseis (coprólitos, estromatólitos e pegadas) e palinomorfos (Viana & Neumann, 1999).

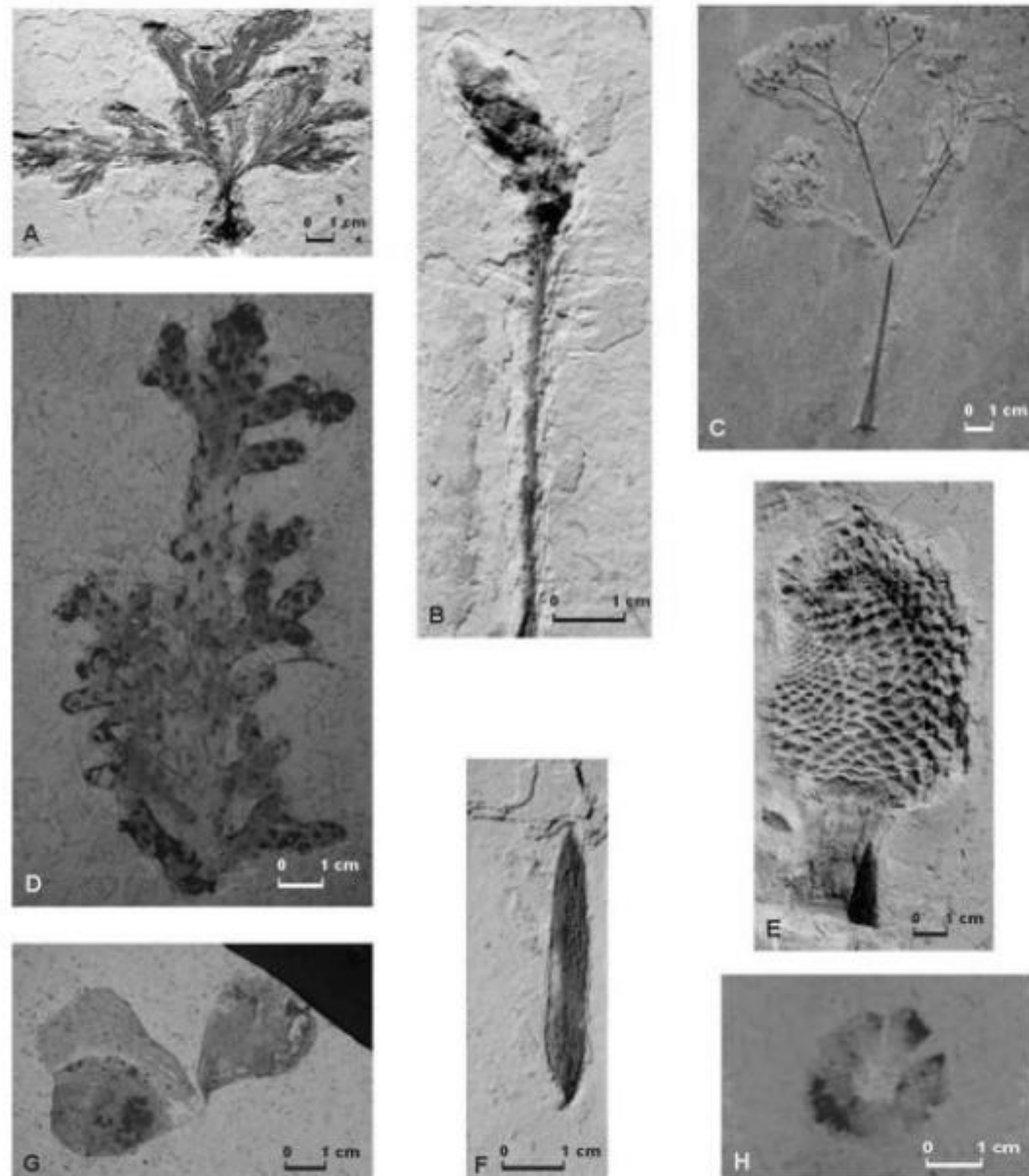



Figura 30.4 Alguns exemplares da tafoflora encontrada na Formação Santana, Bacia do Araripe. (A) Fronde de *Anemia* sp. (B) Cone de Welwitschiaceae. (C) Ramos com frutificações de Ephedraceae. (D) Ramos de *Brachyphyllum*. (E) Estróbilo de gimnosperma. (F) Folha de Araucariaceae. (G) Agrupamento de pétalas. (H) Semente com asa. Exemplares depositados na Coleção do Museu de Paleontologia de Santana do Cariri da Universidade Regional do Cariri, Crato – Ceará (A, B, E e F); Coleção do Museu do Crato, D.N.P.M., Crato – Ceará (C e G) e Coleção de Paleobotânica (3T) do Laboratório de Paleontologia Sistemática do IG/USP, São Paulo (D e H).

Os fósseis vegetais ocorrem em calcários laminados e encontram-se preservados por substituição do tipo calcificação, limonitização e ou goethização (Viana, 1999). Essa flora representa a vegetação que habitava próximo à água (mata ciliar) e/ou submersa dentro de um sistema lacustre dotado de vários corpos de água amplos e rasos, sob um clima árido e semiárido (Barreto *et alii*, 2000). Entre os componentes (Duarte, 1985 e 1993; Barreto *et alii*, 2000; Bernardes de Oliveira *et alii*, 2002) tem sido mencionada a presença de macroalgas, frondes de esfenófitas (*Schizoneura* e possivelmente *Isoetes*), frondes e raízes de pteridófitas (*Anemia*), bem como de ramos de coníferas *Brachyphyllum*, *Podozamites* e folhas de Araucária (*Araucarites*). Esses últimos foram importantes componentes da flora do Membro Crato. Outros elementos importantes da assembleia são as Gnetales (plantas relacionadas com gimnospermas e angiospermas) representadas por ramos com frutificações de Ephedraceae, plântulas, folhas (enormes), estróbilos masculinos e femininos de Welwitschiaceae. Das angiospermas encontramos dicotiledôneas, entre as quais distinguem-se folhas, frutos e sementes aladas e, possivelmente, flores, além da presença de formas lacustres, como *Nymphaeites* e *Choffatia*. A associação florística encontrada na Formação Santana, onde as angiospermas representam 25% do total de espécies encontradas (Lima *et alii*, 1996), é característica do início da instalação das angiospermas nos ecossistemas terrestres. Assim, os afloramentos do Membro Crato no Ceará são considerados como um dos locais de origem e dispersão das angiospermas durante o Aptiano. Daí a enorme importância que a Flora da Formação Santana possui dentro do contexto evolutivo da flora terrestre.

Jazigos Cenozoicos

No Cenozoico, a evolução das angiospermas foi enorme e o domínio das dicotiledôneas arbóreas e herbáceas, junto às monocotiledôneas proporcionou novas fontes de alimento exploradas pelos animais terrestres. Os registros de plantas fósseis do Cenozoico indicam que o início do Terciário (Paleoceno, Eoceno e Oligoceno) foi tempo de uma proliferação vegetal muito rica, predominantemente tropical, beneficiada pela instalação de climas mais úmidos que os do Mesozoico. A partir do Mioceno, paulatinamente, o clima começou a mudar, ficando mais seco e frio, o que conduziria às grandes glaciações do Quaternário.

Fósseis de vegetais (folhas, frutos e sementes principalmente) cenozoicos são encontrados no Brasil. Na Bacia de Fonseca perto da cidade de Alvinópolis, no Estado de Minas Gerais, nos sedimentos da Formação Fonseca, aflora uma rica assembleia, datada como Eoceno, composta principalmente por impressões de folhas de angiospermas, muito bem preservadas. Nessa tafoflora foi corroborado por Duarte (1974) a presença de aproximadamente vinte famílias de angiospermas, sendo as famílias Melastomatácea e Mimosaceae as mais frequentes. Entre os fósseis, destaca-se a impressão de uma flor de Bombacaceae. Acredita-se que as plantas que compõem a assembleia (Mello *et alii*, 1999) habitavam pântanos pertencentes a um sistema fluvial meandrante, sendo os fósseis muitas vezes encontrados em depósitos de meandros abandonados (*oxbow lakes*). Possivelmente essa floresta desenvolveu-se sob condições de clima úmido. Também no Estado de Minas Gerais, na Bacia de Gandarela, localizada na Serra da Gandarela, foi estudada uma assembleia com vegetais fósseis preservados com impressões por Duarte & Mello Filha (1980). As autoras mencionam a presença de folhas, sementes e abundantes caules principalmente de angiospermas. Essa tafoflora é composta por espécies das famílias Chrysobalanaceae, Rutaceae, Vochysiaceae, Sapindaceae e Myrtaceae, todas elas com distribuição tropical, de modo que possivelmente a floresta representada foi muito semelhante à que atualmente é encontrada na região (Duarte & Mello Filha, 1980).

Assembleias vegetais do Oligoceno são encontradas no Estado de São Paulo, em afloramentos da Formação Tremembé, muitos dos quais localizam-se nas pedreiras de argila da cidade de Taubaté. Nesses são encontrados fósseis de plantas que integravam uma mata tropical úmida, além de abundantes fósseis de vertebrados, como peixes, aves, bem como de insetos. Os fósseis vegetais (Duarte & Mandarin-de-Lacerda, 1987, 1989a, 1989b, 1992 ; Mandarin-de-Lacerda & Bernardes de Oliveira, 1999) correspondem a impressões algumas vezes com cutículas preservadas de folhas, ramos, frutos e sementes. Os fitofósseis foram identificados como carófitas (algas), pteridófitas, gimnospermas, angiospermas dicotiledôneas, como Celastraceae, Loganiaceae, Mimosaceae, Caesalpinaceae, Phytolacaceae, Tiliaceae e Nymphaeaceae (planta aquática) e monocotiledôneas, como gramíneas. Toda a tafoflora representaria a vegetação próxima a um lago, tendo-se desenvolvido sob condições de clima subtropical úmido.

Ainda no Estado de São Paulo, na Formação Itaquaquecetuba (Oligoceno), em afloramentos localizados em bancos de areia do Rio Tietê, no Município de Itaquaquecetuba, a aproximadamente 35 km da cidade de São Paulo (Fittipaldi, 1990; Fittipaldi *et alii*, 1989) foi encontrada uma rica assembleia composta de troncos incarbonizados estudados por Suguio & Mussa (1978) e identificados como pertencentes a leguminosas, bem como impressões incarbonizadas de folhas completas, frutos e sementes, muitas vezes com cutículas preservadas (figura 30.5). Nessa tafoflora foram identificadas monocotiledôneas da família Araceae e dicotiledôneas, como Aquifoliaceae, Flacourtiaceae, leguminosas, Malpighiaceae, Myrtaceae e Tiliaceae. Fittipaldi *et alii* (1989) sugerem que a associação vegetal por eles estudada pertença a uma floresta tropical sempre verde e que muitos dos elementos encontrados podem ser hoje identificados em formações vegetais similares.

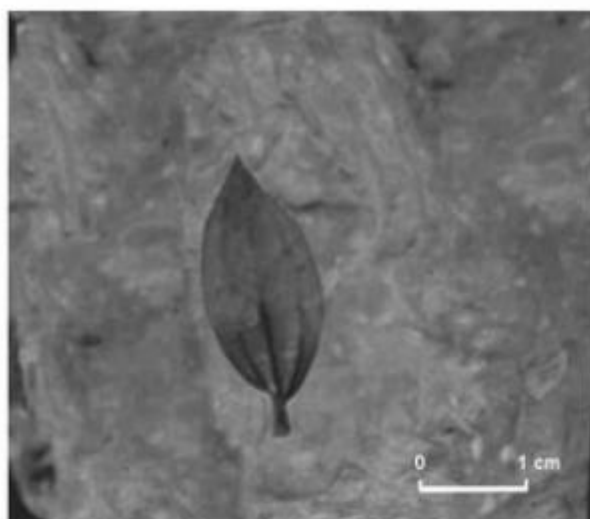



Figura 30.5 Espécime da tafoflora da Formação Itaquaquecetuba, Bacia de São Paulo. Folha de ?Melastomataceae. Coleção de Paleobotânica (3T) do Laboratório de Paleontologia Sistemática do IG/USP, São Paulo.

Por último, é interessante mencionar a flora de idade miocênica encontrada no Estado do Pará, em Capanema (localidade de Caieira), na Formação Pirabas, considerada como uma das mais ricas do Cenozoico do Brasil. É possível observar detalhes delicados nas impressões dos fósseis vegetais ali encontrados, como galhas nas folhas, pelo fato de terem sido os fitofósseis preservados em calcários de granulação muito fina. A assembleia é composta por dezoito famílias de angiospermas, sendo 17 dicotiledôneas, tais como Nictaginaceae, Theaceae, Euphorbiaceae, Rubiaceae, Ebenaceae, Melastomataceae, e uma de monocotiledônea. Essa assembleia foi considerada por Duarte (1972) como uma flora tipicamente tropical sul-americana de planície correlacionável com a atual floresta amazônica, que vivia em condições de clima quente e úmido. Assembleias mais recentes do Plioceno e Pleistoceno são encontradas em vários lugares do Brasil como Bom Jesus da Lapa na Bahia, nas camadas Nova Iorque (Maranhão) e na Formação Rio Claro em São Paulo. Em todas elas existe um claro predomínio de angiospermas.

Referências

BARRETO, A. M. F.; BERNARDES DE OLIVEIRA, M. E. C.; DILCHER, D.; MANDARIM-DE-LACERDA, A. F. & VIANA, M. S. S. 2000. Fruto monocarpelar Eocretáceo do Membro Crato, Formação Santana, Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. *Revista Universidade Guarulhos, Geociências, V (número especial)*: 121-124.

BERNARDES DE OLIVEIRA, M. E. C. 1977. *Tafoflora eogondvânica da camada Irapuá, Formação Rio Bonito (Grupo Tubarão), SC.* Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 2 vols., 340 p.

BERNARDES DE OLIVEIRA, M. E. C.; DILCHER, D.; BARRETO, A. M. F.; RICARDI-BRANCO, F. S. T.; MOHR, B. & CASTRO-FERNANDES, M. C. 2002. O estado d'arte da tafoflora do Membro Crato, Formação Santana, Eocretáceo da bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. *In*: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, 6, SIMPOSIO SOBRE EL CRETÁCICO DE AMÉRICA DEL SUR, 2. Águas de São Pedro. *Boletim*, p. 61-65.

BERNARDES DE OLIVEIRA, M. E. C.; RICARDI-BRANCO, F. S. T. & RÖSLER, O. 2000. As estruturas reprodutivas de glossopterídeas na sucessão das tafofloras permianas da Bacia do Paraná, Brasil. *Revista Universidade Guarulhos, Geociências, V (número especial)*: 62-58.

BERNARDES DE OLIVEIRA, M. E. C.; ROHN, R.; SOUZA, P. A.; RICARDI-BRANCO, F.; RÖSLER, O.; IANNUZZI, R. & ZAMPIROLLI, A. P. 1999. Revision of Upper Paleozoic phytobiostratigraphy

schemes in the northern portion of Paraná Basin, Brazil. *In*: INTERNATIONAL CONGRESS ON CARBONIFEROUS-PERMIAN, 14. Calgary, *Abstracts*, p. 12.

BERNARDES DE OLIVEIRA, M. E. C. & YOSHIDA, R. 1981. Coniferófitas da "Tafoflora Irapuã", Formação Rio Bonito, Grupo Tubarão em Santa Catarina. *Boletim de la Asociación Latinoamericana de Paleobotánicos y Palinólogos, 8*: 39-55.

BORTOLUZZI, C. A.; GUERRA-SOMMER, M. & CAZZULO-KLEPZIG, M. 1984. Tafoflora triássica da Formação Santa Maria, RS, Brasil: II – Representantes de Pteridospermopsida e Pteridophylla. *Boletim IG-USP, 15*: 105-115.

BORTOLUZZI, C. A.; GUERRA-SOMMER, M. & CAZZULO-KLEPZIG, M. 1985. Tafoflora triássica da Formação Santa Maria, RS, Brasil: I – Equisetales, Ginkgoales, Coniferales e Pteridophylla. *In*: CAMPOS, D. A.; FERREIRA, C. S.; BRITO, I. M. & VIANA, C. F. (eds.). *Coletânea de Trabalhos Paleontológicos*. DNPM, Série Geologia, 27, Seção Paleontologia e Estratigrafia, *2*: 539-549.

CALDAS, E. B.; MUSSA, D.; LIMA FILHO, F. P. & RÖSLER, O. 1989. Nota sobre a ocorrência de uma floresta petrificada de idade permiana em Teresina, Piauí. *Boletim IG-USP, Publicação especial, 7*: 69-87.

CHALONER, W.; LEISTIKOW, K. & HILL, A. 1979. *Brasilodendron* gen. nov. and *B. pedroanum* (Carr) comb. nov., Permian lycopod from Brazil. *Review Palaeobotany and Palynology, 28*: 117-136.

COIMBRA, A. & MUSSA, D. 1984. Associação lignitafoflorística da Formação Pedra de Fogo, (Arenito Cacunda), Bacia do Maranhão, Piauí, Brasil. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33. Rio de Janeiro. *Anais, 2*: 591-605.

DUARTE, L. 1972. *Flórula da Formação Pirabas, Estado do Pará, Brasil*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 260 p.

DUARTE, L. 1974. Sobre uma flor de Bombacaeae, da Bacia Terciária de Fonseca, MG. *Anais da Academia Brasileira de Ciências, 46*: 407-411.

DUARTE, L. 1985. Vegetais fósseis da Chapada do Araripe, Brasil. *In*: CAMPOS, D. A.; FERREIRA, C.S.; BRITO, I. M. & VIANA, C. F. (eds.). *Coletânea de Trabalhos Paleontológicos*. DNPM, Ser. Geol., 27, Seção Paleontologia e Estratigrafia, *2*: 557-563.

DUARTE, L. 1993. Restos de Araucariáceas da Formação Santana – Membro Crato (Aptiano), NE Brasil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências, 65*: 357-362.

DUARTE, L. & MELLO FILHA, M. C. 1980. Flórula cenozoica de Gandarela, MG. I. *Anais da Academia Brasileira de Ciências, 52*: 77-91.

DUARTE, L. & MANDARIN-DE-LACERDA, A. F. 1987. Flora cenozoica do Brasil: Formação Tremembé, Bacia de Taubaté, SP. (Nota preliminar). *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTO-LOGIA, 10. Rio de Janeiro, *Anais, 2*: 879-884.

DUARTE, L. & MANDARIN-DE-LACERDA, A. F. 1989a. Flora cenozoica do Brasil: Formação Tremembé, Bacia de Taubaté, SP. II. *Luehea nervaperta* sp. n. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 11. Curitiba, *Anais, 1*: 383-294.

DUARTE, L. & MANDARIN-DE-LACERDA, A. F. 1989b. Flora cenozoica do Brasil: Formação Tremembé, Bacia de Taubaté, SP. III. Frutos (Phitolacaceae e Leguminosae). *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 11. Curitiba, *Anais, 1*: 395-410.

DUARTE, L. & MANDARIN-DE-LACERDA, A. F. 1992. Flora cenozoica do Brasil: Formação Tremembé, Bacia de Taubaté, SP. I. Celastraceae, Loganiaceae e Thyphaceae. *Anais da Academia Brasileira de Ciências, 64*: 29-41.

FITTIPALDI, F. C. 1981. *A caracterização cuticular de Glossopteris communis Feistmantel, 1876, Formação Rio Bonito (Permiano Inferior), da Bacia do Paraná, Brasil*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Dissertação de Mestrado, 77 p.

FITTIPALDI, F. C. 1990. *Vegetais fósseis da Formação Itaquaquecetuba (Cenozoico, Bacia de São Paulo)*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 164 p.

FITTIPALDI, F. C.; SIMÕES, M. G.; GIULIETTI, A. M. & PIRANI, J. R. 1989. Fossil plants from the Itaquaquecetuba Formation (Cenozoic of the São Paulo State) and their possible paleoclimatic significance. *Boletim IG-USP, Publicação especial, 7*: 183-204.

GUERRA-SOMMER, M. 1989. Megafloras ocorrentes em horizontes associados a carvões no Rio Grande do Sul. *Pesquisas, 29*: 93-122.

GUERRA-SOMMER, M. & SCHERER, C. M. S. 1999. Sítios paleobotânicos do Arenito Mata nos Municípios de Mata e São Pedro do Sul, RS. *In*: SCHOBBENHAUS, C.; CAMPOS, D. A.; QUEIROZ, E. T.; WINGE, M. & BERBERT-BORN, M. (eds.). *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil. http://www.unb.br/ig/sigep/sitio009/sitio009.htm.*

GUERRA-SOMMER, M. & CAZZULO-KLEPZIG, M. 2000. The Triassic taphoflora from Paraná Basin, Southern Brazil: on overeview. *Revista Brasileira de Geociências, 30*: 481-485.

GUERRA-SOMMER, M. & CAZZULO-KLEPZIG, M. C. 1993. Biostratigraphy of the Southern Brazilian Gondwana sequence: a preliminary palaeobotanical approach. *In*: CONGRÉS INTERNATIONAL DE LA STRATIGRAPHIE ET GÉOLOGIE DU CARBONIFÈRE ET PERMIEN, 12, Buenos Aires. *Comptes Rendus, 2*: 61-72.

IANNUZZI, R. 1994. *Reavaliação da flora carbonífera da Formação Poti, Bacia do Parnaíba*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Dissertação de Mestrado, 233 p.

IANNUZZI, R. 1999. Afloramento Bainha–Criciúma – SC (Flora *Glossopteris* do Permiano Inferior). *In*: SCHOBBENHAUS, C.; CAMPOS, D. A.; QUEIROZ, E. T.; WINGE, M. & BERBERT-BORN, M. (eds.). *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil. http://www.unb.br/ig/sigep/sitio082/sitio082.htm.*

LIMA, M.; MANDARIM-DE-LACERDA, A. F.; PONS, D.; MUSSA, D.; BERNARDES DE OLIVEIRA, M. E. C. & CRISTALLI, P. S. 1996. Angiospermas fósseis da Formação Santana, Albo-Aptiano, Chapada do Araripe, Nordeste do Brasil. CONGRESSO NACIONAL DE BOTÂNICA, 47. Nova Friburgo, *Resumos*, p. 491.

MANDARIN-DE-LACERDA, A. F. & BERNARDES DE OLIVEIRA, M. E. C. 1999. Estado d´arte da coleção de megafósseis da Formação Tremembé na Bacia de Taubaté, Terciário do Sudeste do Brasil. *Anais da Acade Brasileira de Ciências, 71*: 835.

MELLO, C. L.; SANT'ANNA, L. G. & BERGQVIST, L. P. 1999. The palaeontological site of Fonseca, Minas Gerais State, Brazil (Fossil plants of the Tertiary of Brazil). *In*: SCHOBBENHAUS, C.; CAMPOS, D. A.; QUEIROZ, E. T.; WINGE, M. & BERBERT-BORM, M. (eds.). *Sítios geológicos e paleontológicos do Brasil. http://www.unb.br/ig/sigep/sitio086/sitio086.htm.*

MERLOTTI, S. 2000. Os lenhos fósseis das formações Irati e Serra Alta (Permiano Superior, Bacia do Paraná) do Rio Grande do Sul, Brasil – Registro de dois novos espécimes. *Revista Universidade Guarulhos, Geociências*, V (*número especial*): 37-39.

MILLAN, J. H. 1972. *Macroflórula carbonífera de Monte Mor, Estado de São Paulo*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 2 vols., 154 p.

MUSSA, D. 1982. *Lignitafofloras permianas da Bacia do Paraná, Brasil (Estados de S. Paulo e Santa Catarina)*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 2 vols., 463 p.

MUSSA, D.; BORGHI, L.; BERGAMASCHI, S.; SCHUBERT, G.; PEREIRA, E. & RODRIGUES, M. A. C. 1996. Análise preliminar da tafoflora da Formação Furnas, Bacia do Paraná, Brasil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências, 68*: 65-89.

OLIVEIRA, E. 1927. *Geologia e recursos minerais do Estado do Paraná*. Rio de Janeiro. D.G.M.B. (Monografia Divisão de Geologia e Mineralogia, Brasil, 6), 172 p.

READ, C. B. 1941. *Plantas fósseis do Neopaleozoico do Paraná e Santa Catarina*. Rio de Janeiro. D.G.M.B. (Monografia Divisão de Geologia e Mineralogia, Brasil, 12), 102 p.

RICARDI-BRANCO, F. S. T. 1998. *Tafoflora Gondvânica do Membro Triunfo Formação Rio Bonito (Eopermiano), no Município de Figueira, PR*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 182 p.

ROHN, R. 1988. *Bioestratigrafia e paleoambientes da Formação Rio do Rasto na borda leste da bacia do Paraná (Permiano Superior, Estado do Paraná)*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Dissertação de Mestrado, 225 p.

ROHN, R. 1994. *Evolução ambiental da Bacia do Paraná durante o Neopermiano no leste de Santa Catarina e do Paraná*. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutoramento,vols. I e II, 386 p.

ROHN, R. 2000. Uso estratigráfico dos fósseis e tempo geológico. *In*: CARVALHO, I. S. (ed.). *Paleontologia*. Editora Interciência. Rio de Janeiro, p. 47-61.

ROHN, R.; LONGHIM, M.; BERNARDES DE OLIVEIRA, M. E. C.& NAVARRO, G. R. B. 2000. Nova ocorrência fitofossilífera neocarbonífera-eopermiana

do Subgrupo Itararé, à margem esquerda do Rio Capivari, Município de Tietê, SP, Brasil. *Revista Universidade Guarulhos, Geociências, V (número especial)*: 57-61.

RÖSLER, O. 1972. *Flora da Formação Rio Bonito no Estado do Paraná*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 130 p.

SUGUIO, K. & MUSSA, D. 1978. Madeiras fósseis dos aluviões antigos do Rio Tietê, São Paulo. *Boletim IG-USP, 9*: 25-42.

VIANA, M. S. 1999. *Estudo paleoambiental na parte superior da Formação Santana (Cretáceo da Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil): natureza dos sedimentos e tafonomia*. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Tese de Doutorado,124 p.

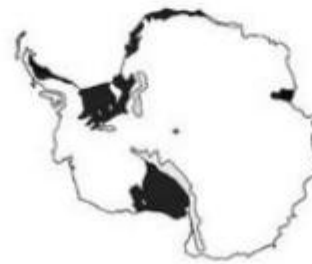
VIANA, M. S. & NEUMANN, V. H. L.1999. The Crato Member of the Santana Formation, Ceará State. *In*: SCHOBBENHAUS, C.; CAMPOS, D. A.; QUEIROZ, E. T.; WINGE, M. & BERBERT-BORM, M. (eds.). *Sítios geológicos e paleontológicos do Brasil..http://www.unb.br/ig/sigep/sitio005/sitio005english.htm.*

WHITE, D. 1908. Relatório sobre a flora fóssil das camadas carboníferas do Brasil. *In*: RELATÓRIO FINAL DA COMISSÃO DE ESTUDO DAS MINAS DE CARVÃO DE PEDRA DO BRASIL. DNPM. Brasília, p. 338-617. (Reimpressão em 1988).

ZAMPIROLLI, A. P. 2001. *Tafoflora neocarbonífera da Fazenda Santa Marta, interglacial do Subgrupo Itararé, Grupo Tubarão, Bacia do Paraná, região de Itapeva (SP), Brasil*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Dissertação de Mestrado, 130 p.

31

Fósseis da Antártica

Tânia Lindner Dutra
André Jasper

A imensidão branca e os mistérios da Antártica sempre fascinaram a humanidade. Com o incremento das navegações a partir do século XVI, um dos focos dos grandes exploradores era chegar até a *Terra Australis Incognita*, como a haviam chamado os pensadores gregos. O senso de equilíbrio dos clássicos os havia levado a supor a existência de terras ao sul do mundo como uma compensação à massa representada pelos continentes conhecidos.

Em sua busca, os navegadores se aventuraram cada vez mais, incentivados pelas descobertas que ampliavam os mapas europeus e as riquezas que o Novo Mundo encerrava. Contudo, ao enfrentar os fortes ventos que sopravam ao sul da Terra do Fogo, descoberta em 1529 por Fernando de Magalhães, muitos recuaram. Exceto pela expedição de Sir Francis Drake, que descobriu o estreito que leva seu nome, e a do mercador britânico, Anthony de la Roch que, em 1675 aportou nas ilhas Geórgia do Sul (55ºS), nenhuma nova informação do achado das terras ao sul do mundo chegou à Europa. Até o século XVII, os mapas ainda mostrariam um polo sul sem qualquer fragmento de terra, em que pese a surpreendente fidelidade que mostravam para o contorno dos continentes já conhecidos (figura 31.1).

Somente com o nascimento da ciência moderna e a revisão dos conceitos sobre o planeta é que, um pouco antes do final do século XVIII, renasceria o entusiasmo e novas expedições seriam realizadas. A cada iniciativa frustrada, algumas delas, ultrapassando o Círculo Polar Antártico, como a de 1772 comandada pelo Capitão Cook, mais a costa do suposto continente, era empurrada para sul. Tendo cruzado o paralelo de 70ºS por duas vezes, sem encontrar terra firme, James Cook escreveria no seu diário: *Os riscos da navegação nesta região são tão grandes que estou certo que nenhum ser humano se atreverá a penetrar mais para dentro do que eu fiz. As terras do sul jamais serão exploradas* (Dorogokupets, 1986).

Cerca de 50 anos depois, no entanto, Faddéy Bellinghausen e Mijail Lázarev, dois experientes marinheiros russos, que já haviam realizado três circunavegações no Ártico, chegam à costa da Península Antártica (Dorogokupets, 1986). No mesmo ano de 1819, a Ilha Livingston, a 62º17' de latitude sul, foi descoberta por William Smith e, um ano depois, Edward Bransfield chega a Deception, Tower e Gibbs, nas Ilhas Shetland do Sul (figura 31.2). Navegando pelo estreito que mais tarde levaria seu nome, Bransfield pode ainda avistar as Ilhas Elephant, Seal e Clarence, e a costa ocidental da Península, que chamou de *Trinity Land* (Riffenburgh, 2006). A contemporaneidade dos achados faz com que, até hoje, russos e ingleses disputem a descoberta do continente.

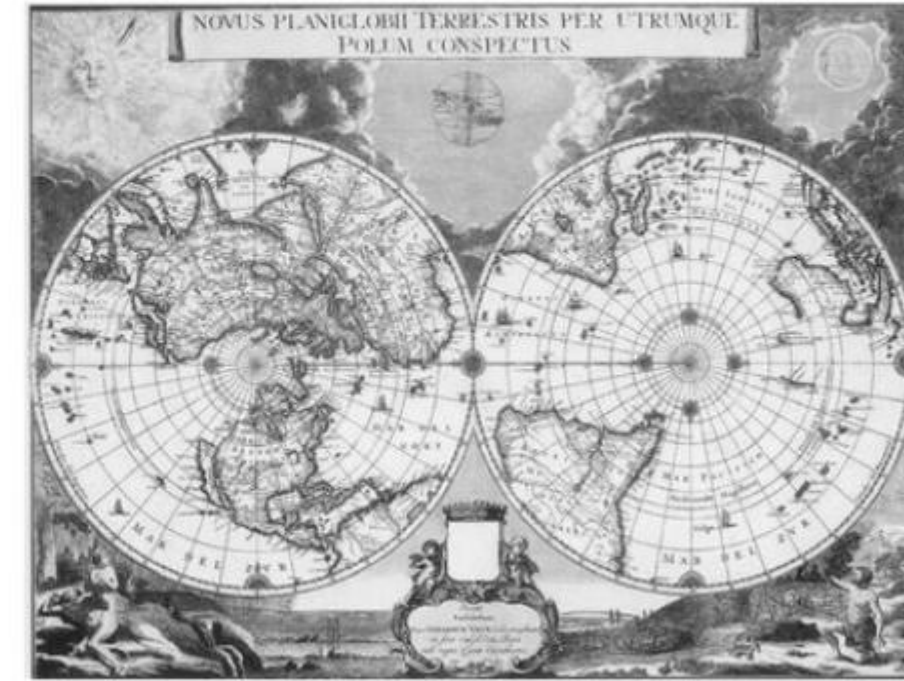



Figura 31.1 Mapa do mundo no final do século XVII (*c.a.* 1695) em visão polar, mostrando o polo sul coberto por mar e o desenho concebido à época para os continentes conhecidos (original de Gerard Walk, Holanda, reproduzido a partir de impressão da The Old Print Shop, New York).

Figura 31.2 Mapa da Antártica e seus dois principais setores, Oriental (Continente Antártico) e Ocidental (Península Antártica). Na Península localiza-se o arquipélago das Shetland do Sul, cuja ilha mais setentrional é King George, onde foi instalada a Estação Brasileira de Pesquisa Comandante Ferraz (EACF).

A partir daí outros exploradores, e principalmente caçadores de baleias, viram nos mares gelados da Antártica, a promessa de grandes aventuras, fama e riqueza. Era esperado que os naturalistas que acompanhavam a maior parte destas expedições começassem igualmente a descobrir os tesouros científicos que existiam sob a capa de gelo do continente. E a primeira notícia do achado de fósseis chegou à Europa. As coletas foram feitas por James Eight, biólogo da *United States Exploring Expedition*, que em 1833 viajava no *Seraph*, sob o comando de Nathaniel Palmer e Pendleton. A origem dos lenhos petrificados foi a mesma ilha King George, na Península Antártica, onde o Brasil tem hoje sua estação de pesquisa e onde estes fósseis ainda são encontrados.

Cerca de 60 anos depois, quando o Capitão norueguês Larsen chega à Ilha Seymour, mais material lenhoso é encontrado. Sua semelhança com os identificados no Ártico levou Truswell (1991a) a propor um clima temperado para os dois extremos do mundo no passado.

A comunicação dos achados incentivou a organização da primeira expedição da *Royal Geographic Society*, entre 1901 e 1904. No comando do HMS *Discovery* estava Robert Falcon Scott, que mais tarde iria disputar com Roald Amundsen a chegada pioneira ao polo sul por terra. O roteiro pelo Mar de Ross permitiu alcançar as Montanhas Transantárticas (figura 31.2) e identificar fósseis nos arenitos Beacon. Mais uma vez se tratavam de restos de plantas, descritos alguns anos depois como impressões de *Glossopteris* (Edwards, 1928).

Na mesma época, Nordenskjöld, liderando a expedição sueca, coletou nas Ilhas Seymour e Snow Hill uma enorme quantidade de restos de folhas e lenhos (Lewander, 2003). As mais de 35 diferentes espécies, estudadas por Dusén (1908) e Göthan (1908), mostraram a presença de muitas angiospermas e atestaram a ocorrência também de idades mais jovens, do Cenozoico, para a deposição na Península. Para Andersson (1906), que processou o material da Ilha Livingston coletado na mesma expedição, os restos de planta atestavam as ligações pretéritas entre as ilhas da Península e as outras massas de terra do Hemisfério Sul.

A segunda expedição inglesa, em 1911, no *Terra Nova*, teve como objetivo dar apoio a Scott em seus planos de alcançar o polo e dar seguimento às coletas científicas. Apesar do destino da expedição de Scott, que acabou por levá-lo à morte junto com sua equipe, já sabedor de que Amundsen o havia antecedido em apenas um mês, os achados fósseis realizados foram de grande importância para o conhecimento da paleontologia da Antártica. Os 20 quilos de amostras coletadas no Monte Buckley, nas Transantárticas, foram encontrados no ano seguinte por Shakleton e levados para a Inglaterra. Permitiram a Seward (1914) descrever *Glossopteris indica* Schimper, e escamas foliares de *Vertebraria* e fornecer novos elementos para a proposta de relação entre as terras austrais.

Da expedição de Shakleton participava ainda Frank Debenham, que mais tarde fundaria o *Scott Polar Research Institute* na Universidade de Cambridge. Este geólogo australiano coletou restos de peixes placodermos junto à Terra de Vitória, que seriam posteriormente descritos por Sir Arthur Smith-Woodward, eminente paleontólogo. Os oito diferentes tipos de peixes mostraram uma surpreendente semelhança com os já conhecidos para o Devoniano da Inglaterra e Escócia, propiciando elementos para inferir igualmente conexões entre a Antártica e a Europa durante o Paleozoico Médio (Debenham, 1992). É bastante razoável pensar que a notícia destes achados tenha influenciado o pensamento de Wegener sobre a tectônica de placas, em 1920.

Quase 200 anos passados e contando com tecnologias avançadas, a ciência ainda tem muito a descobrir sobre os organismos que habitaram a Antártica no passado. A rigidez do clima e a cobertura pelo gelo, que torna os dados parciais, ainda é o grande desafio à pesquisa, especialmente em geologia. Para reduzir as dificuldades e permitir projetos de pesquisa mais operacionais, dada a dispendiosa infraestrutura necessária, é fundamental um bom conhecimento dos eventos e dos fósseis presentes, não apenas na Antártica, como nos continentes que com ela dividiram uma história comum. Esta é a principal intenção deste capítulo, adicionada à expectativa de despertar o interesse do leitor para os temas antárticos e sua implicação na vida moderna do planeta. Em especial com a da América do Sul, o continente mais próximo e que por mais tempo manteve ligações pretéritas com a Antártica.

Hoje a Antártica é um continente com 14 milhões km², isolado no sul do mundo, e o mais seco, frio e ventoso entre os conhecidos. Possui 98% de sua extensão coberta pelo gelo, que armazena 80% da água doce do planeta e contém um arquivo da história do clima na terra nos últimos milhões de anos. Em que pese a expressão destes dados, a maior parte de seus recursos vivos, minerais e energéticos, permanece desconhecida.

Ao mesmo tempo em que influi profundamente no clima do Hemisfério Sul, a Antártica é extremamente frágil aos processos de aquecimento global e à atividade humana.

O acompanhamento das estratégias adotadas pelos organismos quando as condições amenas de clima que existiam no passado se modificaram (Zachos, 1994; Ford & Golonka, 2003) constitui um tema instigante e atual, especialmente no momento em que se discutem os efeitos de prováveis alterações do clima global e os dados advindos da Antártica (e do Ártico) são fundamentais para testar e compreender estes fenômenos.

A Pesquisa na Antártica

As condições climáticas vigentes hoje na Antártica constituem a maior dificuldade a ser enfrentada nos trabalhos de prospecção e pesquisa. Assim, mais que em outros locais, é importante ter claros os objetivos a serem atingidos e a infraestrutura necessária para sua efetivação.

Como consequência, os diferentes países envolvidos na pesquisa antártica criaram institutos ou órgãos voltados para esta atividade. No Brasil, a partir de sua adesão ao ***Tratado Antártico***, em 1975, foi instituído o Programa Antártico Brasileiro ou **PROANTAR**, responsável pelas normas e pelo suporte à investigação científica na Antártica.

***Tratado Antártico:** em vigor desde 1961, estabeleceu como sua área de aplicação o sul do paralelo 60°S, e definiu o acesso ao continente apenas para fins pacíficos, com liberdade de pesquisa científica e promoção da cooperação internacional. O Tratado proibiu atividades de natureza militar, explosões nucleares e deposição de resíduos radioativos, congelou reivindicações territoriais, e prevê a preservação do ecossistema antártico. Embora nações, como a Argentina, Austrália, Chile, França, Noruega, Nova Zelândia e Reino Unido, reivindicassem para si a posse de porções do continente, seu território é considerado pelo Tratado como patrimônio da humanidade e reserva internacional. Nos últimos anos uma nova orientação vem marcando as discussões, buscando transformar a Antártica em Patrimônio Comum da Humanidade, sob a égide das Nações Unidas.*

Para sua efetivação as intenções de pesquisa devem ser encaminhadas ao Conselho de Desenvolvimento Científico e Tecnológico – CNPq – a quem cabe decidir e selecionar aquelas que serão apoiadas, dentro das disponibilidades do Programa. Um grupo de assessoramento (GA), coordenado pelo Ministério de Ciência e Tecnologia, assessora o CNPq nas atividades de seleção, acompanhamento e no apoio financeiro e de infraestrutura aos projetos.

***PROANTAR:** implantado em janeiro de 1982, apoia o desenvolvimento de pesquisas em três áreas principais: da Vida, da Atmosfera e da Terra, a última incluindo os trabalhos geológicos e de coleta de fósseis. As grandes diretrizes estratégicas e orientações são tomadas nas reuniões do Scientific Committee on Antarctic Research (SCAR), que se reúne a cada dois anos em diferentes locais do mundo, com a participação de delegados dos diferentes países signatários do Tratado Antártico (Rocha Campos, 1997 e http://www.mct.gov.br).*

Aprovados em seu mérito científico os projetos são encaminhados à Secretaria Interministerial para os Recursos do Mar – SECIRM – que, com suporte logístico dos Ministérios da Marinha e Aeronáutica, avalia os passíveis de serem apoiados através de um ou mais dos mecanismos disponíveis. Para tanto o **PROANTAR** conta, além do apoio de aviões da FAB, que garantem o transporte até a Península Antártica, com dois navios oceanográficos, uma estação de Pesquisas e dois refúgios (figura 31.3).

Para atender às decisões do **Tratado Antártico**, deve constar ainda do planejamento uma previsão do destino que será dado aos resíduos e a quantidade de material a ser coletado. Estes aspectos são analisados pelo Grupo de Avaliação Ambiental do **PROANTAR** – GAAm – coordenado pelo Ministério do Meio Ambiente, e buscam atender ao acordado pelo Protocolo de Madri, prevenindo qualquer tipo de dano ao meio ambiente e à vida antártica.

Em 2007, o Brasil completou 25 anos de pesquisas geológicas na Antártica, especialmente em áreas do norte da Península Antártica. Em que pesem os inúmeros dados obtidos, apenas iniciamos, junto com outras nações, a desvendar seus mistérios.

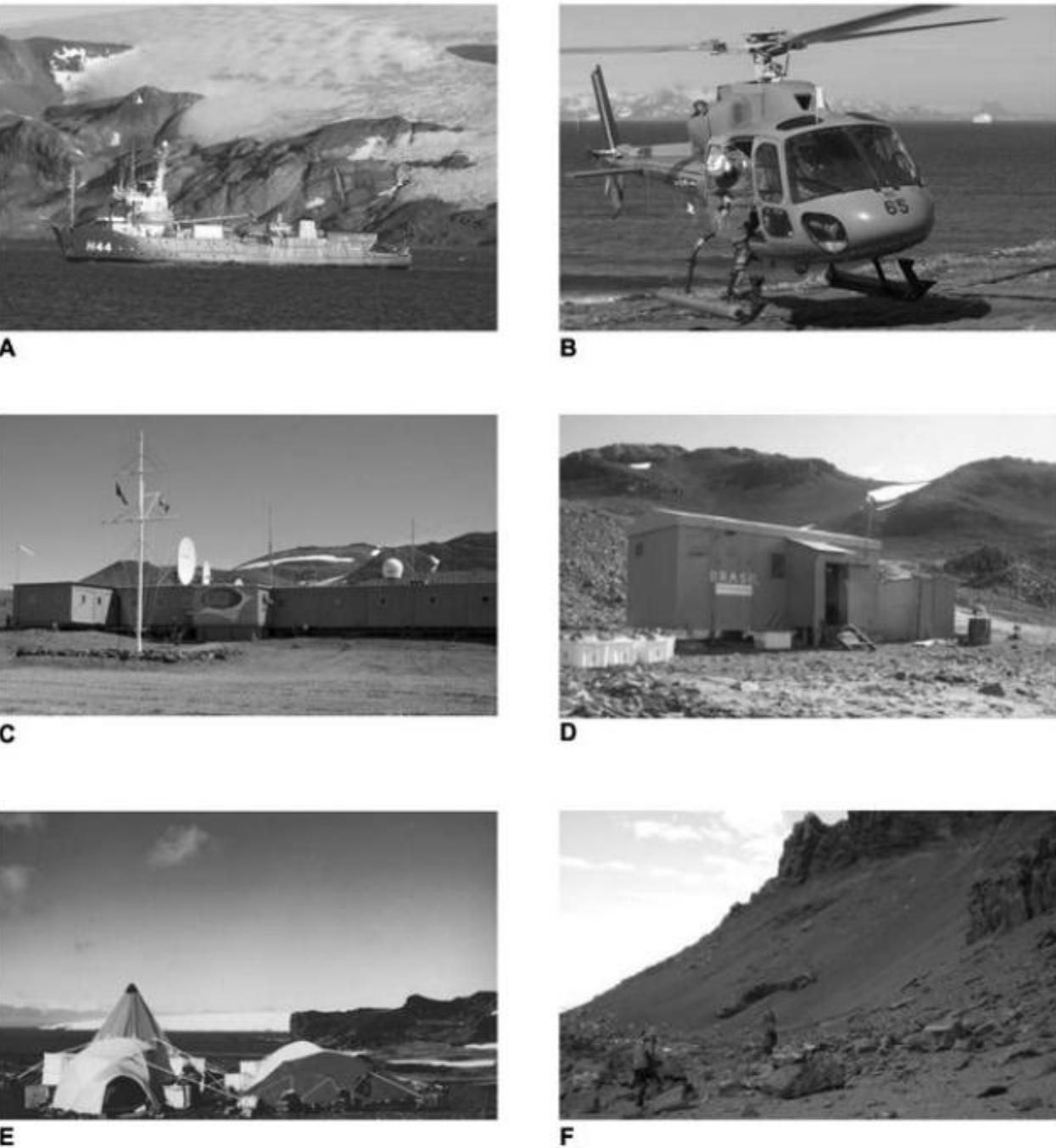



Figura 31.3 Infraestrutura e instalações utilizadas pelo Brasil na pesquisa em áreas da Península Antártica: (A) Navio de Apoio Oceanográfico Ary Rongel (H44) que, em 1994 substituiu o Barão de Teffé no Programa Antártico. As possibilidades de suporte foram ampliadas a partir do final de 2009 com a aquisição pela Marinha do Brasil de mais um navio de apoio antártico, o NaPOc Almirante Maximiano, mais equipado para a pesquisa e deslocamento no gelo; (B) helicóptero aterrisando na Ilha Nelson. Junto com barcos infláveis tipo Zodiac, compõe a infraestrutura de apoio disponível nos navios paa o transporte de carga para os refúgios, acampamentos e Estação; (C) Estação Antártica Comandante Ferraz (EACF), situada na Ilha King George, arquipélago das Shetland do Sul (62°08' S e 58°40' W); atualmente com 2 250 m² de área construída e capacidade para abrigar 52 pessoas; (D) refúgio brasileiro Astrônomo Crulls, na Ilha Nelson; (E) acampamento de apoio para os trabalhos de campo, utilizado especialmente pelos geólogos e paleontólogos, que trabalham em áreas mais distantes onde não existem instalações permanentes; (F) pesquisador e alpinista (Clube Alpino Paulista) durante a atividade de coleta de fósseis e rochas.

A Antártica

Para que possamos compreender os processos geológicos e o contexto em que os fósseis foram preservados é importante saber que sob o gelo, estão escondidas duas massas de terras quase independentes, o CONTINENTE ANTÁRTICO ou ANTÁRTICA ORIENTAL e a PENÍNSULA ANTÁRTICA ou ANTÁRTICA OCIDENTAL (figura 31.2). O elemento geográfico e estrutural que serve como divisor destas duas porções continentais é um sistema de cordilheiras soerguido pelo choque entre os blocos crustais da Península e do Continente a partir do final do Triássico (figura 31.4) e que produziu áreas elevadas que chegam a 4 000 metros, as Montanhas Ellsworth e Transantárticas (figura 31.5).

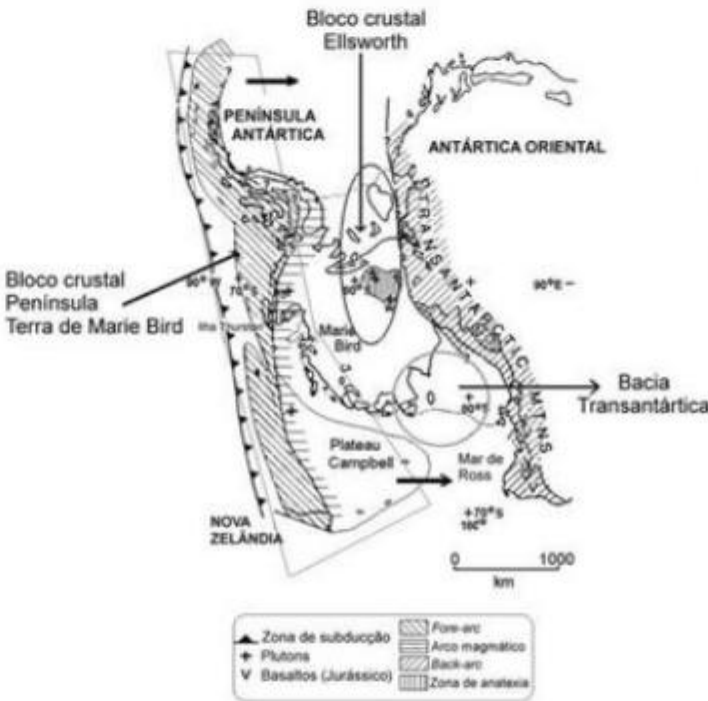



Figura 31.4 A moderna configuração do setor ocidental da Antártica (Península Antártica) resultou da interação entre um conjunto de diferentes placas, que originou três unidades tectônicas principais (Elliot, 1988; 1991; Del Valle & Rinaldi, 1993; Weaver *et alii*, 1994). Figura modificada de Elliot (1988).

Figura 31.5 Vista parcial da Cordilheira Transantártica. Reprodução de foto original do Centre for Glaciology, The University of Wales, Aberystwyth, UK [http://www.aber.ac.uk].

Rotas marinhas de passagem entre estas duas grandes áreas, ligando os mares de Ross e Weddell, existiram e foram bloqueadas inúmeras vezes desde aí, favorecendo ou interrompendo o fluxo dos organismos marinhos. Desde o início do Neógeno, com a chegada do frio que ocasionou o congelamento das águas, este intercâmbio aparentemente não foi mais possível (Lawver & Gahagan, 2003). Mas até o tempo das primeiras expedições, ainda se acreditava existir uma ligação entre estes dois setores da Antártica, capaz de permitir a navegação, desmistificada em 1934, pela expedição de Richard Byrd.

A ANTÁRTICA ORIENTAL (figura 31.2) contém as rochas mais antigas, representativas do momento em que o Continente Antártico era parte integrante do Gondwana. Durante o Paleozoico, o continente gradativamente irá migrar de uma posição tropical para as regiões subtropicais (figura 31.6) até se aproximar das áreas polares (figura 31.7). É interessante salientar que, neste mesmo período de tempo, a placa da América do Sul realizou um movimento contrário, saindo das altas latitudes do sul para ocupar uma posição semelhante a que hoje tem, em faixas submetidas a climas cada vez mais quentes (Scotese, 2001).

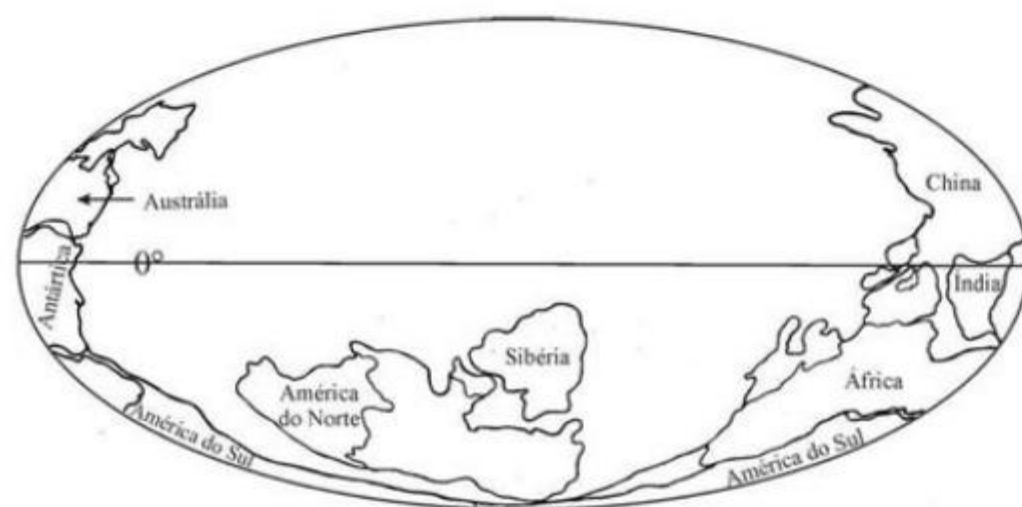



Figura 31.6 Distribuição das massas continentais no Cambriano Superior (517-514 Ma) e a posição do Continente Antártico em latitudes equatoriais. Reconstituição baseada em Golonka (2000) e Scotese (2001).

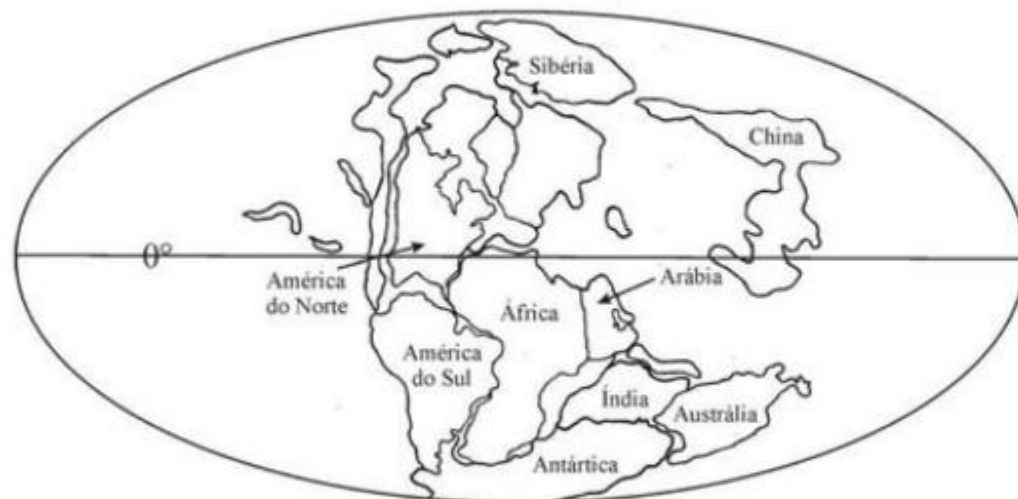



Figura 31.7 Distribuição das massas continentais no Permiano Superior (256-247 Ma) e a posição polar assumida pelo Continente. Reconstituição baseada em Golonka (2000) e Scotese (2001).

Já a história da ANTÁRTICA OCIDENTAL é muito mais complexa. Resulta da união de um conjunto de pequenas placas, a maior delas correspondendo ao que hoje é a parte continental da Península ou Terra de Graham que, ao se chocarem com o Continente, passaram a compartilhar uma história comum (Willan & Hunter, 2005). Millar *et alii* (2002) sugerem que parte de sua área, especialmente o sul (Terra de Palmer), pode ter feito parte do Gondwana em diferentes momentos do Paleozoico. De qualquer modo, as rochas sedimentares mais antigas aí conhecidas datam do Permiano e uma grande quantidade de fósseis marinhos do Jurássico Médio apoia a proposta de que a quebra do Gondwana tenha iniciado pelo sul neste setor, e só depois chegado às áreas mais setentrionais (Vaughan *et alii*, 2002).

Atentando para esta gênese independente optou-se por discutir estes dois setores e seu registro fóssil separadamente.

Continente Antártico ou Antártica Oriental

As rochas metamórficas e ígneas demonstram que o início da deposição se deu a partir do final do Proterozoico e foram identificadas apenas nas áreas de montanhas mais elevadas. Sobre elas se distribui uma sucessão sedimentar que se estende do Devoniano ao Jurássico, recoberta por uns poucos níveis cenozoicos (Taylor & Taylor, 1990a; Bose *et alii*, 1990; Playford, 1990; Taylor & Taylor, 1993; Collinson, 1997; McLoughlin *et alii*, 1997; Francis *et alii*, 2007).

Não há fósseis descritos para o Cambriano, mas como veremos, eles ficaram conhecidos através de blocos erráticos carregados pelo gelo, que foram parar em áreas do norte da Península Antártica. Também para o Ordoviciano e Siluriano, a deposição estudada é escassa e apenas serviu para atestar a posição paleoequatorial do Continente e seu recobrimento por águas marinhas tropicais. Os poucos fósseis mostram invertebrados de diferentes grupos, com destaque para trilobitas e icnofósseis, identificados em níveis do Ordoviciano Inferior, no Grupo Blaiklock Glacier, a noroeste da Cordilheira Shackleton (Scotese & McKerrow, 1990; Weber *et alii*, 1998).

As assembleias do Paleozoico Superior, em que pese sua ainda fraca representação, foram suficientes para mostrar a transição dos ambientes marinhos do Devoniano para os de caráter subaéreo que caracterizam o Carbonífero e o Permiano. Os restos de flora e vertebrados confirmam a gradativa movimentação do continente para o sul.

As associações mais completas estão expostas ao longo da Cordilheira Transantártica e mostram a transição entre o Permiano e o Triássico (Cantrill *et alii*, 1995). A história posterior ao Carbonífero é muito semelhante àquela testemunhada em outras áreas do Gondwana, com a substituição dos folhelhos marinhos indicativos de águas profundas, por litologias que sugerem condições cada vez mais rasas (Taylor & Taylor, 1990b). Um registro expressivo de elementos da ***Flora de Glossopteris*** (figura 31.8) e camadas de carvão marca a base do Permiano (Archangelsky, 1990).

Para o Permiano o registro evidencia que, apesar das altas latitudes, o clima era ameno e sem condições para a formação de capas de gelo (Taylor *et alii*, 1992; Gould, 1993; Powell & Li, 1994). Para Taylor *et alii* (1992), a deciduidade inferida para as folhas de *Glossopteris* e os anéis de crescimento nos lenhos indicam, mais que o frio, a falta de luminosidade.

Flora de Glossopteris: *associação paleoflorística característica do Gondwana, especialmente no início do Permiano. Suas "florestas" eram compostas por esfenófitas, pteridófitas e licófitas, de porte avantajado, que cresciam na borda dos lagos ou pântanos. Outros elementos presentes, cordaitófitas e coniferófitas primitivas, caracterizavam os solos mais drenados e distantes dos sítios deposicionais. Na Bacia do Paraná, no Brasil, muitos restos desta flora ocorrem associados aos níveis de carvão do Eopermiano. Na Antártica, contudo, o registro mostra que este tipo de depósito se mantém até o final do Permiano, o que sugere um diacronismo de floras e ambientes para os diferentes setores do Gondwana (McLoughlin* et alii, *1997).*

Contudo, Cox & Moore (2005) apontam que as condições aquecidas do clima não foram suficientes para que a região fosse capaz de dar suporte a uma fauna de vertebrados bem estabelecida e, mesmo entre os invertebrados, o registro é quase restrito a evidências indiretas da presença de organismos. Foram identificados por Miller & Collinson (1994), junto com coprólitos de insetos, alguns contendo palinomorfos, e lenhos com atividade fitofágica de prováveis larvas de coleópteros. Elementos marinhos tetianos também aparecem preservados nestes níveis permianos e sugerem que um braço do Tétis se prolongava pelo interior do Gondwana, atingindo regiões próximas à Antártica na época (Collinson, 1997).

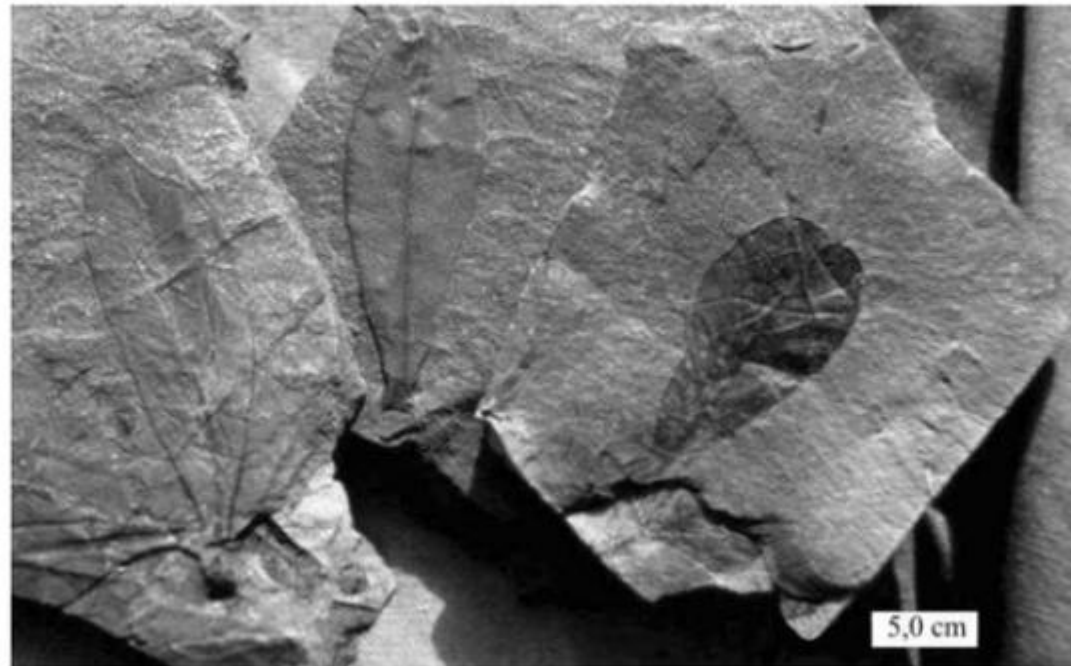



Figura 31.8 Impressões de folhas de *Glossopteris* sp. coletadas em níveis do Permiano Inferior das Montanhas Transantárticas, no Continente Antártico (fotografia de Alan Cooper, Otago University, Nova Zelândia).

O limite Permotriássico na Antártica Oriental é marcado por um evento de extinção (Retallack, 1995; Retallack *et alii*, 2005). No norte das Montanhas Príncipe Charles, desaparecem os depósitos de turfa e a **Flora de *Glossopteris*** (McLoughlin *et alii*, 1997). Na região central das Transantárticas, fragmentos identificados logo acima das camadas de carvão atestam que a queda de meteoros pode ter estado envolvida neste processo (Basu *et alii*, 2003).

Após o início do Triássico, as glossopterídeas serão substituídas pelas pteridospermas da **Flora de *Dicroidium***, mais uma vez acompanhando o ocorrido nos outros setores do Gondwana. Os restos foram identificados na Formação Fremouw, em nódulos carbonosos silicificados (*silicified peat*), que garantiram a perfeita preservação da estrutura lenhosa dos caules, folhas e órgãos polínicos (Meyer-Berthaud *et alli*, 1992). A folhagem de *Dicroidium* é encontrada, no entanto, associada a lenhos de *Kykloxylon fremouwensis* (Meyer-Berthaud *et alli*, 1993), uma forma de distribuição muito mais ampla e mais evoluída, que a associação *Dicroidium/Rhexoxylon*, característica do Gondwana Ocidental (Archangelsky, 1968, Herbst & Lutz, 1988, Cúneo *et alii*, 2003). As pteridófitas também constituíam um elemento significativo na vegetação do Triássico (Millay & Taylor, 1990).

> ***Flora de* Dicroidium**: *associação paleoflorística comum nas sequências eomesotriássicas do Gondwana, dominada por representantes deste gênero, dotado de frondes exclusivas e de grande valor bioestratigráfico. Em suas assembleias eram comuns as esfenófitas (*Neocalamites*), pteridófitas (*Cladophlebis *e* Tetraptilon*), coniferófitas (*Podozamites*), cicadófitas (*Williamsonia *e prováveis* Nilsonia*) e ginkgófitas (*Ginkgoites*). Seus fósseis marcam o Triássico também na Bacia do Paraná, no Brasil.*

A diversidade da flora foi um reflexo das condições amenas do clima. Longe dos cinturões de aridez tropicais, a umidade e as variações sazonais da temperatura e luz ficaram igualmente testemunhadas nos anéis de crescimento dos lenhos (Millay & Taylor, 1990; Meyer-Berthaud *et alli*, 1992). Favoreceram também a vida dos vertebrados, especialmente dos répteis. Ainda que em menor proporção do que em outras partes do Gondwana, estão presentes elementos das biozonas de ***Lystrosaurus*** e ***Cynognathus***, com outros terápsidos e anfíbios temnospôndilos (Barrett *et alli*, 1968, Colbert &

Kitching, 1977, Hammer, 1989, 1990 e 1995; Dott & Prothero, 1994). Contudo, a pequena expressão desta fauna na área sugere que sua chegada se dava em pequenos pulsos, de cerca de dez mil anos, coincidentes com o aumento das temperaturas (Crowley, 1994; Hammer, 1995; Collinson, 1997). O material ósseo ocorre associado aos sistemas de canais de rios *braided* da Formação Fremouw, preservados junto ao Glacial Beardmore, na parte central das Transantárticas (Hammer *et alii*, 1990).

> **Zona de Lystrosaurus:** *caracterizada por dicinodontes do gênero* Lystrosaurus. *Na Antártica sua presença foi detectada pela primeira vez na Cordilheira Transantártica pela equipe do Prof. Dr. Edwin Colbert, na expedição de 1969/1970 (Cosgriff & Hammer, 1982). Os restos encontrados serviram para definir melhor esta biozona até então conhecida para o sul da África, China, Índia e Rússia. Estes répteis estão entre os poucos tipos permianos que sobreviveram à extinção do limite Permo–Triássico, tornando-se os herbívoros dominantes dos ambientes terrícolas do Eotriássico.*
>
> **Cynognathus:** *réptil terápsido kanemeierídeo que habitou amplamente o Gondwana, inclusive a Antártica, entre o final do Triássico Inferior e Triássico Médio* (Abdala *et alii*, 2005).

No Triássico Superior o registro paleobotânico sugere o aumento da seca e da estacionalidade. *Dicroidium* torna-se quase exclusiva na paleoflora, sendo registrada na Formação Falla, nas Transantárticas (Millay & Taylor, 1990). Na Terra de Vitória, restos de vertebrados foram recentemente comunicados para o Monte Dearborn (Formação Lashly) em depósitos de canais fluviais. Os ciclos granodecrescentes encerram com camadas de carvão e impressões de pinas de *Dicroidium*, cuja idade carniana é confirmada pelos palinomorfos Hammer *et alii* (2004).

Fósseis do Juro-Cretáceo eram desconhecidos até a reinterpretação da idade da Formação Hanson nas Transantárticas, atribuída ao Jurássico Inferior e não ao topo do Triássico, como inicialmente concebido (Smith *et alii*, 2007). É destes níveis que provém os ossos do terópode *Cryolophosaurus ellioti* (Hammer, 1990 e 1995; Hammer & Hickerson, 1994), o único dinossauro conhecido até o momento em áreas do Continente.

Até próximo ao final do Cretáceo, a integridade do Gondwana e os climas favoráveis permitirão a vida mesmo nas áreas próximas ao polo (figura 31.9). Uma província exclusivamente antártica, contendo espécies exclusivas do Continente e dos mares de Weddel e de Ross (Truswell *et alii*, 1987), marca este momento e prenuncia o aumento do endemismo nas floras e faunas. Os movimentos de separação que se iniciaram no setor oriental, com o afastamento gradativo da Austrália, propiciam a formação de correntes marinhas mais frias, um processo que culmina no final do Paleógeno, com a separação América do Sul-Antártica. A contribuição marinha ampliou o registro, principalmente conhecido através dos programas de Sondagem do Fundo Oceânico (*Deep Sea Drilling Program* e *Ocean Drilling Program*), onde a fauna e flora marinha, e palinomorfos, indicam níveis distribuídos entre Cretáceo e o Neógeno (Bose *et alii*, 1990; Barrett *et alli*, 1991; Truswell, 1991a; 1991b). A modificação no tipo de argila presente nos estratos a partir do final do Paleógeno comprova a queda nas temperaturas da água do mar, resultado da abertura do **Estreito de Drake** e formação da **Corrente Circum-Antártica** (Barker & Burrell, 1977; Weissel *et alii*,1977; Ciesielski *et alii*, 1991). Estas mudanças e o novo sistema de circulação das águas oceânicas em torno do continente tiveram profundos efeitos sobre a vida (Lawver & Gahagan, 2003; Lawver *et alii*, 2007).

> **Estreito de Drake:** unindo as águas do Atlântico sul e Pacífico e separando o Sul da América, da Península Antártica, este estreito possui um clima extremo e variável, onde os ventos podem chegar a 120 km horários. As fortes correntes e o frio foram causas para a demora na descoberta das terras antárticas.
>
> **Corrente Circum-Antártica** ou **Convergência Antártica:** massa de águas frias que cerca o continente se movimentando num sentido horário, formada após a definitiva separação dos continentes. Favoreceu a livre passagem dos organismos entre o Sul do Atlântico e o Pacífico. Parte de suas águas dirige-se para norte, influenciando a temperatura do mar e o clima na costa dos continentes do Hemisfério Sul.

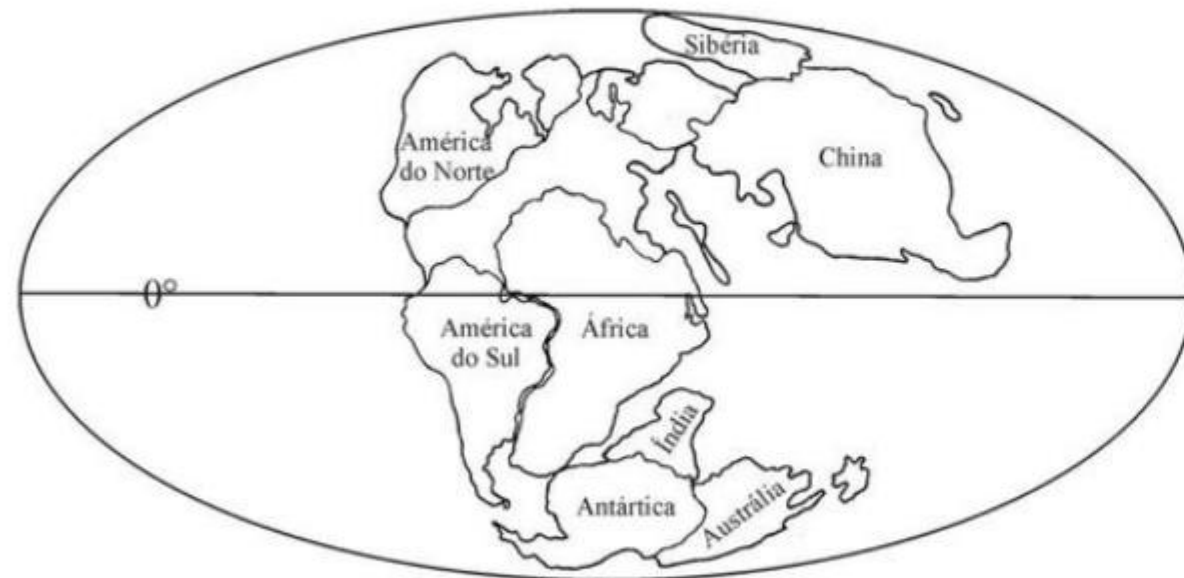



Figura 31.9 Distribuição das massas continentais no Cretáceo Inferior (150 Ma). Reconstituição baseada em Golonka (2000) e Scotese (2001).

Um último registro é ainda conhecido para o Cenozoico, em níveis do Plioceno, aflorantes junto ao Glacial Beardmore, nas Transantárticas (Grupo Sirius). Fósseis de Podocarpaceae, alguns *Nothofagus* e possíveis Ranunculáceas e/ou Mirtáceas, identificados a cerca de 500 km do polo sul, sugerem que a vida ainda persistia em regiões abrigadas da Cordilheira, próximas ao Mar de Ross. Numa paisagem pretérita de tundra, estão acompanhadas por fósseis de insetos e invertebrados. Os anéis de crescimento dos lenhos sugerem que o clima era sazonal, com verões curtos e frios, e invernos com temperaturas abaixo de zero (Askin & Markgraf, 1986; Hill & Truswell, 1993; Francis & Hill, 1996; Ashworth & Cantrill, 2004; Francis *et alii*, 2007), similares ao que hoje existem na Terra do Fogo e Ilha Sul da Nova Zelândia.

Península Antártica ou Antártica Ocidental

O contexto geológico de margem de placa continental voltada para o proto-Pacífico e sua gênese, como vimos, a partir da união de pequenas placas, tornam a Península Antártica estruturalmente mais complexa que o Continente.

Durante grande parte do Mesozoico a Península esteve submetida a processos de subducção e a um contexto de **arco tectônico** (Alabaster & Storey, 1990). No início do Paleógeno, especialmente em sua parte norte, os esforços compressionais foram substituídos por movimentos transcorrentes que a separaram do sul da América, abrindo a passagem oceânica pelo Estreito de Drake. Finalmente, no início do Neógeno, um rifteamento isola as Shetland do Sul da Península continental, criando o Estreito de Bransfield (Hawkes, 1981; Barker, 1982; Smellie *et alii*, 1984; Elliot, 1988; Del Valle & Rinaldi, 1993; Wever *et alii*, 1995; McCarron & Larter, 1998; Barker *et alii*, 2003; Willan & Hunter, 2005; Smellie *et alii*, 2006).

Para a maior parte dos autores o arco tectônico teria sido gerado em três fases principais. No final do Triássico, se iniciou o *rift* entre a Península e o Continente, acompanhando a quebra do Gondwana e elevando o arco a oeste. No início do Jurássico, se formam os ambientes de **retroarco** e **antearco** (figura 31.10) e, ainda antes de encerrar este período, a África se afasta e o mar penetra na recém formada Bacia do Mar de Weddell. O registro (depósitos evaporíticos) atesta que as condições irão se manter restritas neste braço de mar ao longo do Cretáceo (Pletsch *et alii*, 2001). A cronologia destes eventos como veremos a seguir, foi recentemente contestada por idades absolutas e nova interpretação dos níveis fossilíferos com plantas (Hunter *et alii*, 2006a).

Figura 31.10 Arcabouço tectônico do norte da Península Antártica e sul da América, evidenciando a distribuição dos depósitos e sua idade (modificada de Elliot, 1988). Uma grande depressão a leste (Bacia do Mar de Weddel), formada a partir da separação da África no Jurássico, foi preenchida por sedimentos inicialmente marinhos e depois continentais (Macdonald *et alii*, 1988). A oeste, no setor das Shetland, os processos de subducção mesozoicos, que originaram o arco tectônico, são substituídos no final do Paleógeno, por esforços transcorrentes entre a América do Sul – Antártica que propiciam a formação do estreito ou Mar de Drake. No Neógeno, um rifteamento de escala restrita separará as ilhas Shetland do Sul, da Península continental, dando lutar a uma passagem marinha entre elas, o Estreito de Bransfield (Birkenmajer, 1980; Elliot, 1988).

ARCO TECTÔNICO – Resultante do fato de ser a crosta terrestre formada por um conjunto de placas tectônicas, o arco tectônico se forma em geral, quando há a colisão (zona de convergência ou subducção) de uma placa ou crosta oceânica (mais densa) e uma continental (Tassinari, 2000). Na borda da placa continental e como resultado desta colisão se forma uma cadeia alongada e estreita de ilhas ou montanhas, construídas pelo intenso vulcanismo que caracteriza estes locais (processos tectônicos de construção e soerguimento de prismas de acresção). São, por isto, os locais que reúnem um grande número de vulcões em atividade, como ocorre hoje ao longo dos Andes, das Montanhas Rochosas, Japão e Nova Zelândia, situados na borda da placa em que o fundo do Pacífico está sendo consumido. Um arco tectônico costuma ter em um de seus lados uma bacia que recebe os sedimentos erodidos das montanhas, a **bacia de retroarco** ou back arc, e no outro, ambientes de **antearco** ou fore arc, onde está grande parte dos vulcões e seus depósitos. As litologias do arco são dominantemente basaltos e andesitos. As ilhas vulcânicas próximas e a oeste do antearco, construídas a partir do magma oceânico comporiam um arco de ilhas, gênese proposta por Birkenmajer *et alii* (1986a) para o arquipélago das Shetland do Sul. Para Elliot (1988), a parte continental da Península Antártica e seu vulcanismo representariam os ambientes do arco (figura 31.11).

Visando facilitar o acompanhamento dos processos, analisaremos os diferentes setores da Península separadamente.

Península Continental (o Arco Tectônico)

Da porção continental da Península (Terra de Palmer ao sul, e Graham e Trinity, ao norte) provêm os únicos depósitos de idade permiana conhecidos para este setor ocidental. Foram identificados no extremo sul, próximo às Montanhas Ellsworth (figuras 31.2 e 31.4).

Figura 31.11 Frondes de *Dicroidium* sp., em níveis do Triássico da Ilha Snow, Ilhas Shetland do Sul (foto cedida pela Drª Teresa Torres, Instituto Antártico Chileno). Escala = 1 cm.

A sedimentação triássica é igualmente restrita. Restos de planta são o principal elemento presente e atestam o caráter subaéreo da deposição. Com tipos similares aos vistos para o Continente estão, contudo, melhor preservadas, mostrando pteridófitas e pteridospermas das **Floras de *Glossopteris* e *Dicroidium*** (figura 31.11) e coníferas primitivas (Gee, 1989a). A partir do Jurássico ampliam sua área de ocorrência, sendo encontradas em ambos os flancos da Península Antártica (figura 31.12).

As localidades de Hope Bay (Mount Flora), no norte, e Botany Bay, no flanco oriental da Terra de Graham são as mais bem conhecidas, provavelmente por sua maior acessibilidade (figura 31.13). Contêm uma flora tipicamente mesozoica, indicativa da deposição que ocorria nos ambientes do arco, representada por impressões de Bennettitales e coníferas podocarpáceas (figura 31.13), Cycadales e pteridófitas e preservada em rochas metassedimentares (Baldoni, 1986; Gee, 1989b; Rees, 1993; Dutra & Jasper, 1993; Paciullo *et alii*, 2002; Rees & Cleal, 2004). Mais recentemente, foram também aí descritos icnofósseis (figura 31.14).

A idade da deposição em Mount Flora e Botany Bay foi sempre motivo de controvérsia, já que faltavam na paleoflora elementos que permitissem limitar sua abrangência temporal. A comparação inicial feita com as floras da Índia (camadas Rajmahal) levou a considerá-la como pertencente ao Juro-Cretáceo (Halle, 1913; Farquharson, 1984; Gee, 1989b). Revisões posteriores propuseram sua correspondência ao Jurássico Médio e Superior ou restringiram a deposição ao Jurássico basal (Bose *et alii*, 1990; Rees, 1993; Rees & Cleal, 2004; Birkenmajer & Ociepa, 2008). Atualmente, uma idade no Jurássico Médio tem sido considerada mais adequada graças a achados feitos em áreas mais ao sul, na Bacia Latady (Weaver *et alii*, 1994; Cantrill & Hunter, 2005; Hunter *et alii*, 2006a). Mas em que pese a composição paleoflorística similar dos dois locais, os dados absolutos de idade (UPb) para Latady indicaram idades mais jovens, no Juro–Cretáceo (Hunter *et alii*, 2006b). E, mais recentemente, a revisão da abundante fauna marinha sotoposta, inicialmente atribuída ao Cretáceo Superior por Crame (1982), limitou as idades ao Jurássico Superior (Hikuroa, 2005; Hikuroa & Kaim, 2007).

A Bacia do Mar de Weddell (o Retroarco)

Esta bacia, com uma sucessão de cerca de 5 a 6 km de sedimentos, inicia com uma deposição continental rudácea que, no Cretáceo inferior, gradativamente, dá lugar a depósitos de leques submarinos (Farquharson, 1984; Keating *et alii*, 1992; Ineson, 2006). A partir daí, as floras de dinoflagelados e os macrofósseis indicam condições cada vez mais rasas (Zinsmeister, 1982; Macellari, 1988; Riding & Crame, 2002). Para Olivero (1995), constitui a melhor sucessão de plataforma em latitudes altas do hemisfério sul, com muitos aspectos em comum com a da Bacia Austral, na Patagônia (figura 31.10).

Os ambientes favoráveis à preservação e o acesso mais fácil aos pesquisadores permitiu o melhor reconhecimento de seu rico conteúdo em fósseis, concentrado especialmente no setor setentrional da Bacia de James Ross, nas Ilhas Seymour, Vega, Snow e James Ross (figura 31.12). A partir do final do Cretáceo um soerguimento transversal dividiu as áreas orientais da Península em dois setores, a bacia de Larsen ao norte, e a de Latady no sul (Del Valle & Rinaldi, 1993, Willan & Hunter, 2005; Hunter *et alii*, 2006c).

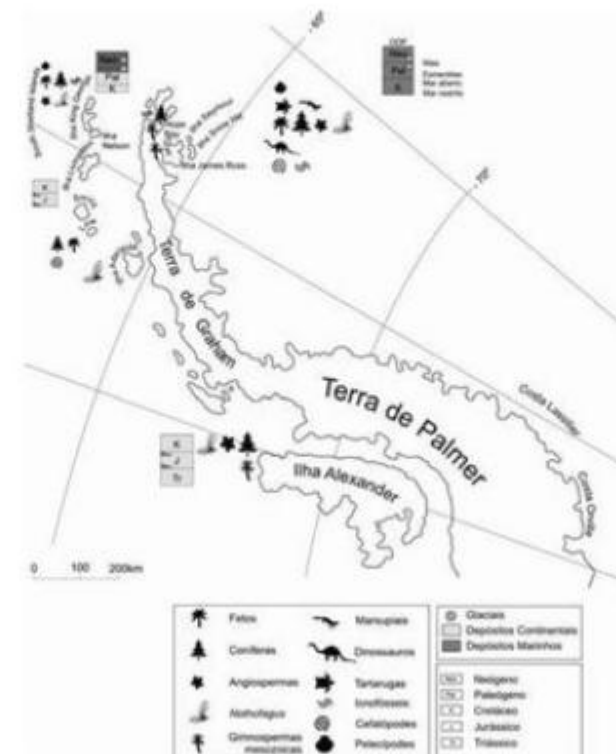



Figura 31.12 Distribuição das ilhas do norte da Península Antártica e os tipos de fósseis identificados, idades e ambientes de deposição. Para a Bacia do Mar de Weddell as informações foram obtidas a partir de furos de sondagem (modificada e atualizada de Dutra, 1997a).

Figura 31.13 Impressões de folhas e frondes de Cycadeoidales e coníferas dos níveis do Jurássico de Botany Bay (Baldoni, 1986; Dutra & Jasper, 1993. *Ptilophyllum* Morris, 1840 (centro), *Taeniopteris* sp. (esquerda) e *Elatocladus* Halle, 1913 (direita). Amostra da coleção de Paleontologia da Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ DG 55 Pb).

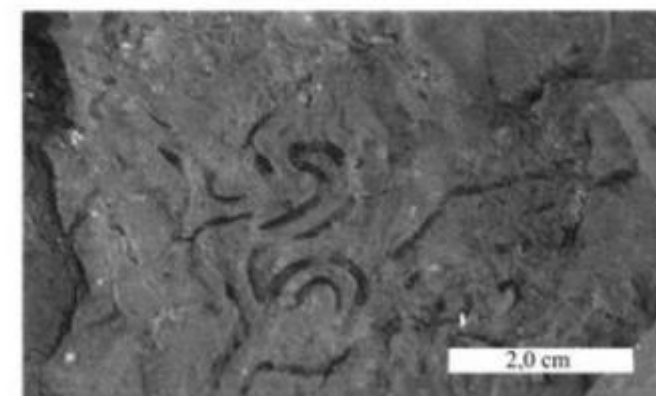
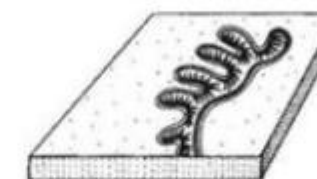



Figura 31.14 Reconstituição e ilustração do icnofóssil *Phycosiphon* Fischer-Ooster, 1858, identificado nos níveis da Formação Hope Bay (Carvalho *et alii*, 2005). Amostra da coleção da Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ DG 170 Ic).

Os conglomerados basais, em parte aflorantes também no flanco oriental da Península, foram reunidos no Grupo Gustavo (Jurássico Superior) e na sucessão sedimentar que se segue (Grupo Marambio basal), onde grande parte do Cretáceo está representado e que compreende as formações Santa Marta (basal) e López de Bertodano. Junto com as unidades seguintes, formações Cross Valley e La Meseta, do Grupo Seymour Island, com idades entre o Cretáceo Superior e o Eoceno Inferior, são as que contêm a maior parte dos fósseis.

As fases iniciais e de águas marinhas mais profundas, representadas pela Formação López de Bertodano (Campaniano–Maastrichtiano), são atestadas pela deposição de folhelhos transgressivos com intensa atividade de organismos escavadores (*Rotularia* sp.), contendo conchas de bivalvios (*Pycnodonte* sp.), amonoides (Zona *Pachydiscus ultimus*) e espinhos de ouriços (Macellari, 1988). No topo, um pouco antes do limite Cretáceo-Paleógeno, dão lugar a níveis com *hardgrounds* e argilas glauconíticas (Askin, 1990).

O Grupo Seymour Island representa as fases de progradação e seus fósseis são tão variados quanto os ambientes preservados. Aí são registrados microfósseis (principalmente dinoflagelados e foraminíferos), icnofósseis, macroinvertebrados marinhos, restos de plantas (coníferas e fetos) e ossos de dinossauros, associados a mamíferos primitivos e aves (Baldoni, 1987; Gasparini *et alii*, 1987; Askin, 1990; Olivero & Palamarczuk, 1990; Olivero *et alii*, 1991; Crame *et alii*, 1991; Truswell, 1991a, 1991b; Crame, 1992; Cocozza & Clarke, 1992; Olivero, 1992; Olivero & Aguirre-Urreta, 1994, Scasso *et alii*, 1991; Tambussi *et alii*, 1994, Torres *et alii*, 1994; Aguirre-Urreta *et alii*, 1995; Doktor *et alii* , 1996; Goin & Carlini, 1995; Noriega & Tambussi, 1995; Gasparini *et alii*, 1996; Cantrill, 2000; Carvalho *et alii*, 2005; Jadwiszczak, 2006; Hayes *et alii*, 2006).

O trabalho neste setor foi desenvolvido principalmente por geólogos e paleontólogos ingleses e argentinos. Permitiu o primeiro achado de um dinossauro nos níveis da Formação Santa Marta (Campaniano), e o segundo em áreas antárticas. A pequena quantidade de ossos identificada, reflexo do transporte sofrido, e as características de mescla entre diferentes grupos (anquilossauros e dinossauros herbívoros dotados de armaduras ósseas), impediram por longo tempo sua atribuição específica. Novas técnicas osteológicas (Ricqlès *et alii*, 2001) e uma reanálise do material permitiu, recentemente, sua inclusão na espécie *Antarctopelta oliveroi* (Salgado & Gasparini, 2006), representativa dos anquilosaurídeos (figura 31.15).

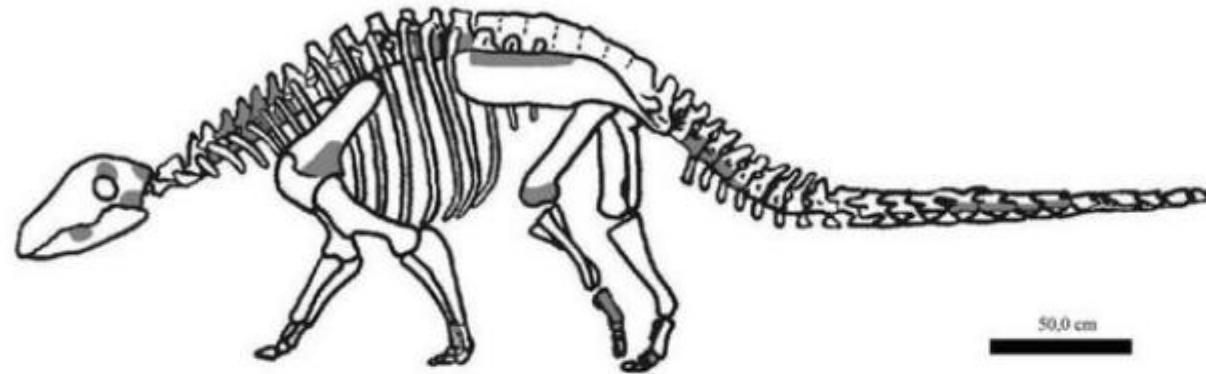



Figura 31.15 Reconstituição de *Antarctopelta oliveroi* feita por Leonardo Salgado e Zulma Gasparini, a partir dos fragmentos ósseos encontrados (em cinza), em níveis da Formação Santa Marta, na Ilha James Ross (Cretáceo Superior). Em 1986, quando o material ósseo foi achado, demonstrou pela primeira vez a presença de dinossauros na Antártica.

Na paleoflora, os grãos de pólen e esporos foram de grande importância para a proposição, por Case (1988) e Askin (1989), de um conjunto de terras emersas e mares rasos ao longo da costa da Antártica, a *Província Weddeliana*, que conectaria a Austrália e a América do Sul. Seus táxons, com muitos tipos endêmicos, refletiriam adaptações a climas úmidos e ambientes costeiros, e seriam representados por podocarpáceas (*Phyllocladites mawsonii*), proteáceas (*Tricolpites reticulatus* e *Proteacidites tenuiexinus*) e outras angiospermas (*Peninsulapollis gillii*, *Stellidiopollis annulatus*, *Grapnelispora* spp., *Beaupreaidites elegansiformis* e *B. orbiculatus*. Para Dettmann (1989), num trabalho pioneiro e de leitura indispensável, este endemismo teria sido causado pelo episódio de frio que encerra o Cretáceo e que incentivou o aparecimento de novos táxons, de grande importância evolutiva para a vegetação moderna do Hemisfério Sul.

Nothofagus é um de seus mais importantes componentes. Pode ter tido sua origem nesta área e usufruído das ligações terrestres para se distribuir em ambos os setores do Gondwana austral (Askin & Spicer, 1995, 2001). Esta distribuição caracteriza também outros componentes da flora, como as coníferas araucariáceas e podocarpáceas e os fetos arborescentes (Torres & Méon, 1993; Zhou & Li, 1994; Césari *et alii*, 2001; Dutra, 2002; Fontes & Dutra, 2007).

Dados importantes, especialmente para a cronologia dos depósitos, provêm das faunas de macroinvertebrados, algumas vezes intercaladas nas camadas com restos de plantas e mais uma comprovação do contexto marginal dos depósitos. A análise da proporção de $^{87}Sr/^{86}Sr$ das conchas em 13 horizontes das Ilhas James Ross e Vega permitiram, não apenas a integração dos dados com as zonas-padrão do hemisfério norte, como a criação de uma seção composta de referência para o hemisfério sul (McArthur *et alii*, 2000). Possibilitaram, além disto, o estabelecimento dos limites dos andares do Cretáceo Superior e que as idades de primeiro aparecimento dos táxons eram mais precoces na Antártica, um aspecto que já havia igualmente sido observado entre a flora (Askin, 1989; Case, 1989; Dutra 2001). As análises ainda permitiram atribuir ao Turoniano a Zona *Inoceramus madagascariensis*, de grande importância nas correlações em altas latitudes e calibrar o aparecimento das plantas com flores nas altas latitudes, como tendo ocorrido no Coniaciano, alguns milhões de anos depois de seu surgimento nas áreas equatoriais.

Os eventos biológicos e as extinções que marcaram o limite Cretáceo–Cenozoico em outras partes do mundo parecem não ter tido efeitos significativos sobre os organismos da Antártica. Nas faunas marinhas foram verificadas apenas mudanças na composição taxonômica (Zinsmeister *et alii*, 1989; Elliot *et alii*, 1994), apesar da intensa atividade vulcânica e do intervalo de frio que caracteriza o Maastrichtiano, informado pelos perfis dos furos de sondagem (Barrera *et alii*, 1987; Barrera, 1994).

Para o Eoceno os depósitos da Formação La Meseta mostram uma fauna composta por marsupiais hoje extintos, do grupo dos Polydolopidae (*Antarctodolops dailyi* Woodburne & Zinsmeister, 1984) e aves, com destaque para os pinguins e Ratitas (figura 31.16). Ossos de peixes, associados à bioturbação e folhas de angiospermas e coníferas, caracterizam também a base desta unidade, sugerindo ambientes estuarinos (Doktor *et alii*, 1996). Completam a assembleia desta unidade (figura 31.12), dinoflagelados (Cocozza & Clarke, 1992) e os ossos de uma tartaruga (Fuente *et alii*, 1995) e de um mamífero ungulado, indicativos do Eoceno Médio (Marenssi *et alii*, 1994; Vizcaino *et alii*, 1997). Os restos de caranguejos (*Lyreidus antarcticus* de Feldmann & Gazdzicki, 1997) e braquiópodes (Emig & Bitner, 2005) foram datados como Eoceno Superior (Legarreta & Uliana, 1994).

Figura 31.16 Ossos do pinguim *Anthropornis grandis* Wiman, 1905 do Eoceno da ilha Seymour: coracoide (acima) e úmeros (abaixo). Foto a partir de Jad Jadwiszczak (2006).

Woodburne & Zinsmeister (1984) e Case (1988) sugeriram, a partir destes achados, que as florestas de *Nothofagus* exerceram um importante papel na dispersão dos mamíferos primitivos desde a América do Sul, até a Austrália. Até o Eoceno estas duas massas de terra irão permanecer suficientemente próximas para garantir a dispersão dos organismos (Cunningham *et alii* (1995).

O limite Eoceno–Oligoceno é marcado por um hiato capaz de ser acompanhado em todo o norte da Península. Nos furos de sondagem coincide com a troca das argilas esmectitas e caulinitas, por ilita (figura 31.13), e dos depósitos calcários por aqueles de caráter silicoso, sugerindo a primeira queda importante na temperatura das águas, atribuída ao início do estabelecimento da Corrente Circum-Antártica (Mao & Mohr, 1995; Barker *et alii*, 1987).

A deposição retorna no início do Neógeno com níveis de coquinas e conglomerados suportados por bioclastos (Grupo James Ross Island), passíveis de ser acompanhados em muitas áreas periantárticas (Birkenmajer *et alii*, 1991; Anelli *et alii*, 2006).

As Ilhas Ocidentais da Península

O flanco da Península voltado para o Pacífico é caracterizado por um conjunto de ilhas, entre as quais se destacam as Shetland do Sul, cujo conteúdo em fósseis encerra a análise aqui pretendida (figura 31.12). Sua localização mais setentrional garantiu uma menor cobertura de gelo nos meses de verão e tornou-as porta de entrada para os interessados em conhecer e realizar pesquisas na Antártica. Consequentemente, o registro dos processos geológicos e dos fósseis é aí melhor conhecido. Na mais setentrional delas, King George, concentram-se as atividades do Programa Antártico Brasileiro que, desde 2007, tem se expandido mais para sul e para a sub-bacia de James Ross (figura 31.2).

Sua gênese, como visto, ocorreu num contexto de **antearco**, na zona de subducção das placas do Pacífico, de Aluk e de Drake, ao longo do Mesozoico (figura 31.10). Como resultado, este setor é dominado por depósitos subaéreos que foram submetidos a uma intensa atividade vulcânica e tectônica. Os restos de plantas serão a evidência quase exclusiva da vida que aí se desenvolveu.

De sul para norte as primeiras ilhas a chamar a atenção são Alexander (70° S) e Adelaide (67° S). A primeira contém os depósitos mais antigos, com esporos de pteridófitas de provável idade permiana e faunas marinhas do Triássico (Thomson *et alii*, 1983). As assembleias do início do Cretáceo são, contudo, melhor conhecidas (Grupo Fossil Bluff, Albiano Superior), e representadas por lenhos em posição de vida (Jefferson, 1982) e impressões de angiospermas. Constituem o registro mais antigo de plantas com flores nas altas latitudes do sul (Thomson & Burn, 1977; Thomson & Tranter, 1986; Askin, 1981, Philippe *et alii*, 1993, 1995; Barale *et alli*, 1994; Cantrill & Nichols, 1996). Tipos primitivos de Fagales fazem parte deste conjunto. Este grupo de plantas, cujo centro de origem é o sudeste asiático, originou dois troncos distintos, as formas de *Nothofagus* (Família Nothofagaceae, monogenérica), no sul, e as Fagaceae, no Hemisfério Norte. Para Hill (1994) teriam chegado à Antártica no Cretáceo Inferior pela Austrália e ainda indiferenciadas, e só aí originado as Nothofagaceae. Dutra (2001) sugere sua chegada pela América do Sul ou África, baseada no registro mais antigo de macrofósseis do gênero em áreas da Península Antártica (Campaniano). Nesta época apenas grãos de pólen do gênero, conhecidos por sua capacidade de dispersão a longas distâncias, são registrados na Austrália. Além disso, formas primitivas do tronco fagaleano foram identificadas no Albiano Superior da Ilha Alexander (Cantrill & Nichols (1996). O gênero é hoje um importante componente das florestas temperadas da Patagônia ocidental, leste da Austrália, Nova Zelândia e Nova Guiné, sendo mais um elemento em apoio às ligações pretéritas destas áreas com a Antártica. Para Swenson *et alii* (2001) e Hill (2001) a separação em subgêneros neste táxon teriam ocorrido ainda antes da quebra do Gondwana e a dificuldade em estabelecer sua paleobiogeografia provém do ainda restrito conhecimento ou interpretações equívocas feitas a partir do registro, onde o gênero mostra uma abundância maior que aquela que possui hoje.

No final do Cretáceo as angiospermas já constituíam 12% da vegetação das altas latitudes da Península, acompanhadas de tipos mesozoicos de gimnospermas, coníferas araucariáceas, taxodiáceas e podocarpáceas, e fetos (Poole & Francis, 1999; Poole *et alii*, 2000; Falcon-Lang *et alii*, 2001).

Intercalados nesta deposição aparecem restos de moluscos de águas rasas e dentes de tubarão que permitiram restringir sua idade e propor a entrada de águas marinhas (Kelly, 1995; Kriwet, 2003).

Para a Ilha Adelaide, menos conhecida, apenas níveis duvidosos do início do Paleógeno foram noticiados por Cantrill & Nichols (1996).

No conjunto das Ilhas Shetland do Sul, as ilhas Snow e Livingston são exclusivas por conter estratos do Triássico, Jurássico (em Snow) e Cretáceo. Mais uma vez a deposição é dominada por micro e macrofloras, que incluem formas de *Dicroidium* (figura 31.11), e alguns poucos invertebrados (Orlando, 1968; Fuenzalida *et alli*, 1972; Askin, 1981; Philippe *et alii*, 1993; Barale *et alii*, 1994, Kelly, 1995; Duane, 1996).

A vizinhança com a placa de Drake e sua posição no extremo norte da Península tornou o paleoambiente nas Shetland sujeito a processos muito particulares e fortemente estressantes para a vida (figura 31.10). Pelo menos três eventos vulcânicos, estão representados nos depósitos das ilhas mais setentrionais, com idades de 77-80 Ma, 40-43 Ma e 20-24 Ma. Estão relacionados, respectivamente, à separação do Gondwana e aos processos de subducção, à abertura do Drake e, finalmente, com a formação do Estreito de Bransfield. Seu registro pode ser acompanhado na deposição, desde a ilha Robert mais ao sul, e de modo especial, em King George (Birkenmajer, 1980, 1986a, 2001; Shen, 1994a).

Na Ilha Nelson, uma tafoflora de provável idade Cretáceo Superior, mostra a presença de muitas frondes de pteridófitas, raras angiospermas dominadas por *Nothofagus* e, até o momento, a completa ausência de restos de coníferas. Sugere um contexto de áreas baixas e um clima um pouco mais frio que o das assembleias do Paleógeno Inferior (Dutra *et alii*, 2007). A presença de muitos lenhos carbonizados ou ***charcoal*** demonstra ainda a proximidade com os vulcões e seu recobrimento por cinzas ainda quentes (figura 31.17).

Charcoal: restos vegetais **carbonizados** por incêndios naturais da vegetação. Sua preservação em diferentes sedimentos e idades permite acompanhar esse tipo de fenômeno ao longo do tempo e a inferência de características paleoambientais importantes, como climas secos, presença de vulcanismo, teor de oxigênio na atmosfera e disponibilidade de material combustível. Distinguem-se dos lenhos e restos vegetais **carbonificados,** resultantes do processo normal de fossilização (*coal*), que se formam pela pressão dos sedimentos em meio subaquoso.

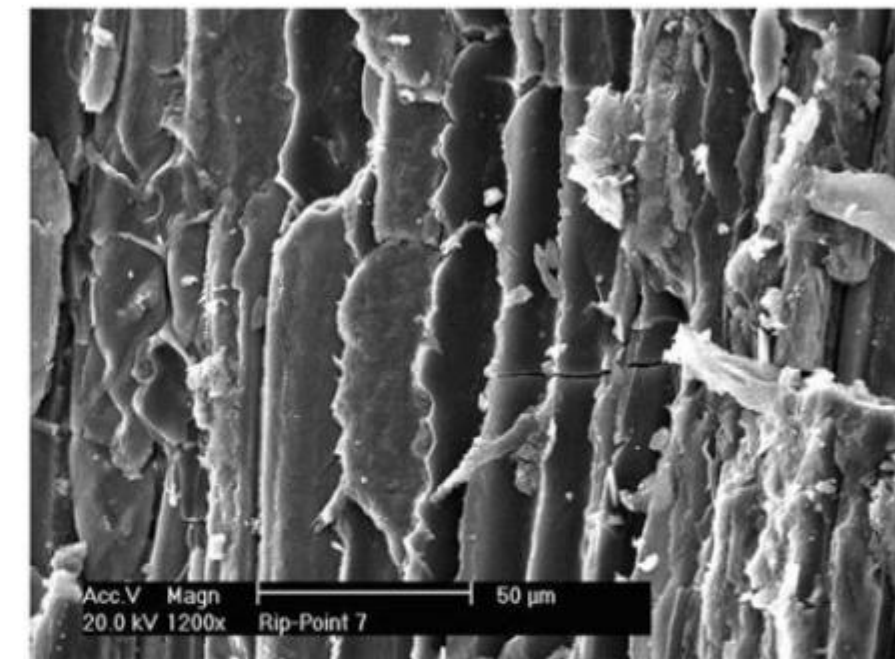



Figura 31.17 Microfotografia eletrônica de um fragmento de lenho carbonizado (*charcoal*) proveniente do Pontal Rip, na Ilha Nelson, arquipélago das Shetland do Sul, com feixes multisseriados que indicam afinidades angiospérmicas (Ost, 2007), em níveis de provável idade neocretácica (Dutra *et alii*, 1996). Amostra da coleção do Museu de Paleontologia da UNISINOS, Seção Antártica, São Leopoldo, RS (RIP 7a).

Na Ilha King George igualmente o registro se caracteriza pelo grande domínio dos restos de plantas sobre outros tipos de fósseis, e idades entre o final do Cretáceo e o Paleógeno. A única exceção é seu setor central e norte, onde níveis marinhos mais jovens, com abundantes restos de moluscos e outros organismos foram identificados. Os estudos realizados mostram que aí cresciam florestas caracterizadas, mais uma vez, pelo domínio de *Nothofagus* entre as angiospermas, acompanhado por coníferas e pteridófitas, similares às que hoje crescem no sul da América e Nova Zelândia. Os fósseis (grãos de pólen e esporos e macrorrestos) aparecem em um grande número de exposições e estão em geral bem preservados, graças ao recobrimento pelos tufos, lápili e aglomerados produzidos um pouco antes e durante os episódios vulcânicos (Orlando, 1964; Zastawniak, 1981; Birkenmajer & Zastawniak, 1989; Lyra, 1986; Zastawniak *et alii*, 1985; Czajkowski & Rösler, 1986; Rohn *et alii*, 1987; Dutra, 1989; Birkenmajer & Zastawniak, 1989; Torres, 1990; Torres & Meón, 1990, 1993; Cao, 1994; Zhou & Li, 1994; Li, 1994; Dutra & Batten, 2000; Dutra *et alii*, 1996; Dutra, 1997a, 1997b, 2001, 2004; Birkenmajer, 2001; Poole *et alii*, 2001; Hunt & Poole, 2003; Boardman & Dutra, 2004; Fontes & Dutra, 2007; Cunha, 2007). Em alguns poucos níveis epiclásticos ou de litologias vulcânicas retrabalhadas, são registradas as únicas evidências de vida animal conhecidas até o momento, na forma de pegadas de aves ratitas (Covacevich & Lamperein, 1970; Li & Zhen, 1994) e icnofósseis de invertebrados (figura 31.18).

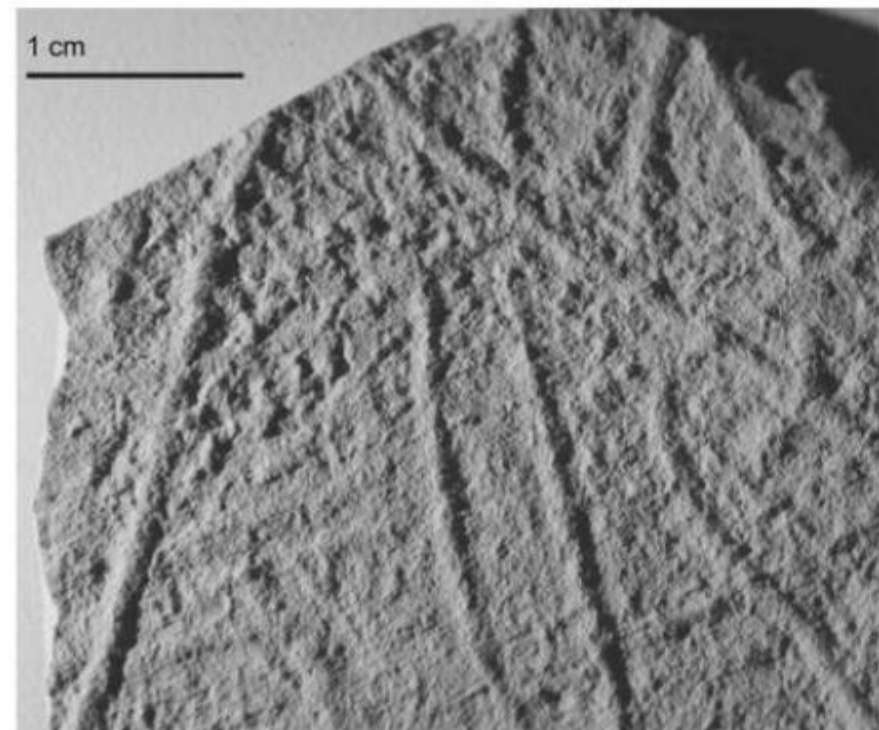



Figura 31.18 Bioturbação relacionada com o icnogênero *Beaconites* (Renata Netto, inf, verbal), identificada num dos poucos níveis com evidências de retrabalhamento em ambientes lacustres rasos, na sucessão dominantemente vulcânica do Mount Wawel, na Ilha King, George (Dutra, 2004). Amostra do Museu de Paleontologia do Laboratório de História da Vida e da Terra – LaViGaea, seção Antártica, UNISINOS, São Leopoldo, RS.

As folhas de *Nothofagus* em níveis do Paleoceno Superior–Eoceno Inferior exibem dimensões muito maiores (figura 31.19) que as que caracterizam o gênero moderno e comprovam as afinidades mesotérmicas informadas pelo resto da flora (Dutra, 2001). As assembleias, com tipos de afinidades com as famílias Myrtaceae, Lauraceae, Sapindaceae, Proteaceae e Monimiaceae, coníferas (Podocarpaceae, Araucariaceae e Cupressaceae), e pteridófitas (Dicksoniaceae e Lophosoriaceae), compõem um conjunto similar ao das formações vegetais que hoje crescem em zonas temperadas ou subtropicais úmidas do Hemisfério Sul (Dutra, 2000a, 2000b, 2002; Poole *et alii*, 2003; Morley, 2003; Boardman & Dutra, 2004; Fontes & Dutra, 2007; Kellner *et alii*, 2007; Silveira *et alii*, 2007).

Figura 31.19 Folha de *Nothofagus hillii* Dutra, 2000, dos níveis tufáceos da Formação Fossil Hill (Shen, 1994b), aflorante na elevação de mesmo nome, na Península Fildes, Ilha King George, de idade Paleoceno-Eoceno (Dutra, 2000a). Amostra do do Museu de Paleontologia do Laboratório de História da Vida e da Terra – LaViGaea, seção Antártica, UNISINOS (ANTF 35-240).

Os níveis de tufos que as preservam são recobertos por tilitos de preenchimento de vale, recentemente identificados por Birkenmajer *et alii* (2005) na área do Pontal Thomas, Baía do Almirantado. Representariam a primeira evidência da chegada dos climas frios à Península, com formação de gelo no alto das montanhas (figura 31.20). Entre os blocos são encontrados fragmentos de lenho, que já haviam chamado a atenção por comporem um horizonte capaz de ser acompanhado em várias exposições das partes sul e central da Ilha King George (Dutra, 1997a; 2004), sugerindo que este evento deixou um amplo testemunho. As lavas associadas forneceram idades entre 45 e 41 Ma (Birkenmajer *et alli*, 1986b; Canile *et alii*, 2007), atestando, que as florestas de *Nothofagus* naparte setentrional da Península inicialmente sobreviveram à queda nas temperaturas.

Finalmente, nas áreas mais ao norte da Baía do Almirantado (na Baía King George e no Pontal Melville) os sinais da chegada dos climas mais frios tornam-se ainda mais evidentes, intercalados com intervalos curtos e aumento nas temperaturas, um pouco antes do final do Oligoceno e no Mioceno Médio. Para o final do Mioceno e Plioceno, tilitos marinhos e continentais informam sobre o avanço das geleiras até a borda do continente (Birkenmajer, 1984; Birkenmajer *et alii*, 1987; Santos *et alii*, 1994; Perinotto *et alii*, 2003; Birkenmajer *et alii*, 2005). Uma rica fauna de invertebrados nestes locais, sem floras associadas até o momento, havia sido originalmente considerada como pliocênica por Birkenmajer (1982), por correlação com outros depósitos rudáceos e de *shell beds* (Conglomerados a *Pecten*) presentes em várias áreas do norte da Península, como os da ilha Cockburn (Andersson, 1906; Hennig, 1910; Gazdzicki, 1993). Mais recentemente, o mais antigo destes depósitos foi atribuído ao Oligoceno Inferior, sugerindo que teria sucedido a Glaciação Polonez, o primeiro grande evento de queda nas temperaturas para a região (figura 31.20) No Pontal Melville, seriam mais jovens, do Mioceno inferior (Anelli *et alii*, 2006).

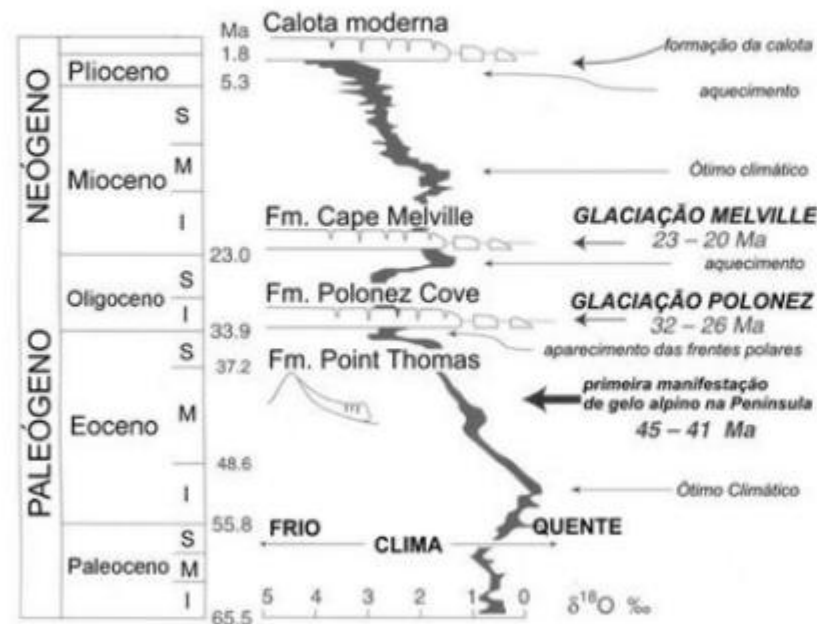



Figura 31.20 Evolução do clima na Antártica Ocidental e os principais eventos de glaciação, como atestados pelos depósitos da Ilha King George (adaptada de Birkenmajer *et alii*, 2005).

Nos níveis glaciomarinhos do Membro Low Had, da Formação Polonez Cove (Birkenmajer, 1982), foram identificados braquiópodes, briozoários, serpulídeos, equinodermados, pelecípodes (figura 31.21), inclusive formadores e coquinas (Quaglio *et alii*, 2008), e corais (Gazdzicki & Stolarski, 1992). Entre os seixos dos diamictitos, aparecem ainda fragmentos de estromatólitos (figura 31.22), arqueociatídeos, escleritos de chancellorídeos, hiolitos e restos de carapaça de trilobitas, de idade Cambriano (Morycowa *et alii*, 1982; Wrona, 2003; 2004). Para Gazdzicki (2007) teriam sido trazidos pelo gelo desde a região das Montanhas Ellsworth e Transantárticas.

A idade oligocênica é confirmada pela presença de um conjunto de elementos do nanoplâncton calcário, e pela cobertura dos depósitos conglomeráticos pelas lavas do Grupo Legru Bay, de idade Oligoceno Superior (Birkenmajer *et alii*, 1991; Santos *et alli*, 1994).

O segundo momento de queda nas temperaturas (Glaciação Melville) é atribuído ao Mioceno inferior (figura 31.20). Já os depósitos com restos de concha da Formação Cape Melville representam a melhora climática característica do interglacial que se seguiu (Birkenmajer, 1982 e 1984). A análise das fácies indica a presença de espessas camadas de pelitos, arenitos finos e diamictitos, depositados em um ambiente de plataforma (Troedson & Riding, 2002; Perinotto *et alii*, 2003).

A fauna é composta por braquiópodes (Biernat *et alii*, 1985; Bitner & Crame, 2002), nanoplâncton calcário (Dudziak, 1984), crustáceos (Föster *et alii*, 1987), foraminíferos (Birkenmajer & Luczkowska, 1987), corais (Roniewicz & Morycowa, 1987), equinoides (Jesioneck-Szymanska, 1987), e moluscos cefalópodes (Birkenmajer *et alii*, 1987), gastrópodes (Karczewski, 1987) e pelecípodes (figura 31.23).

Estes níveis praticamente encerram o registro de vida nos ambientes continentais da Antártica. Apenas, os poucos restos de *Nothofagus* e Podocarpaceae, já comentados para o Plioceno do Continente, resistirão um pouco mais à chegada do frio e do gelo, abrigados nos vales entre as Transantárticas.

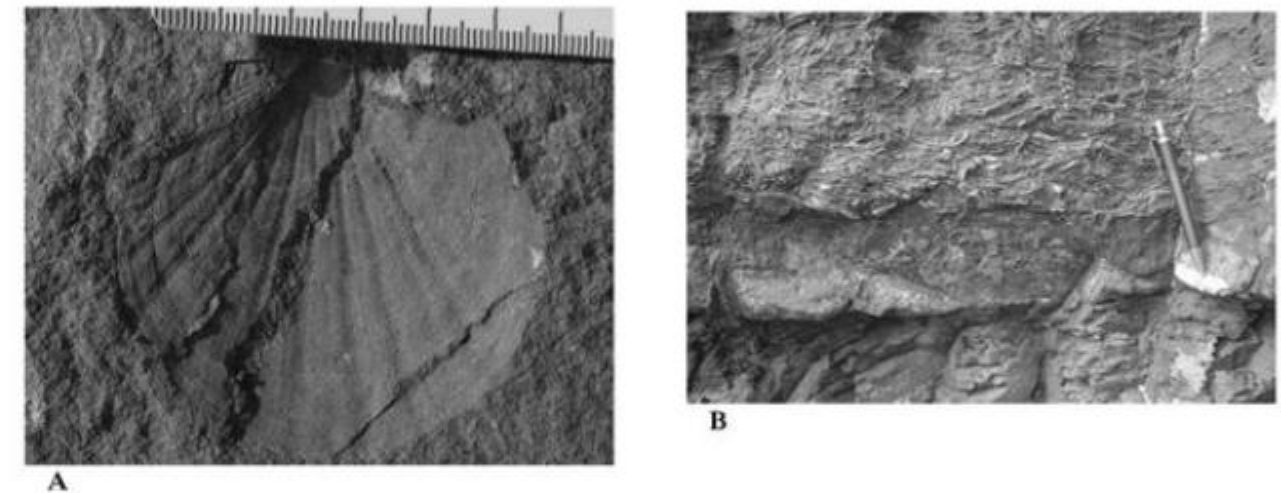



Figura 31.21 Conchas de moluscos da Formação Polonez Cove, Vareaul Peak, Baía King George. (A) Concha *in situ* de *Adamussium auristriatum* Quaglio *et alii*, 2008, Mollusca, Pectinidae. (B) Pavimentos conchíferos (fotografias do Dr. Luiz E. Anelli, a partir de amostras do Museu de Paleontologia da Universidade de São Paulo (USP).

Figura 31.22 (A) Amostra de estromatólito do Cambriano identificado entre blocos erráticos de um tilito do Oligoceno (Formação Polonez Cove), em Lions Rump, na Ilha King George (Gazdzicki, 2007). (B) Corte transversal da mesma amostra. Imagens cedidas pelo Dr. Andrzej Gazdzicki, do Instituto de Paleobiologia, Academia Polonesa de Ciências, Varsóvia, Polônia.

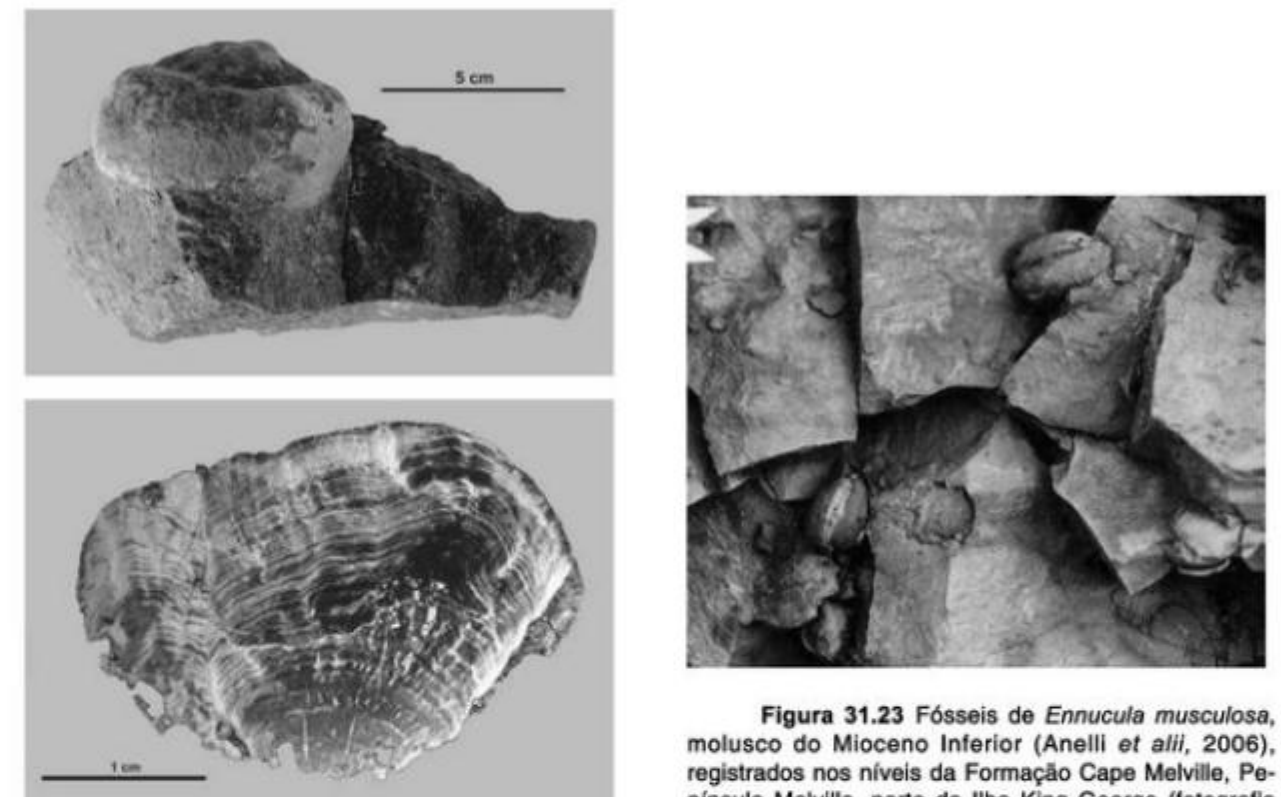



Figura 31.23 Fósseis de *Ennucula musculosa*, molusco do Mioceno Inferior (Anelli *et alii*, 2006), registrados nos níveis da Formação Cape Melville, Península Melville, norte da Ilha King George (fotografia do Dr. Luiz E. Anelli, USP). Escala = 5 cm.

Considerações Finais

A história geológica da Antártica e da vida que aí existiu compartilha muitos aspectos em comum com a de outros continentes do hemisfério sul. Por isto, ao mesmo tempo em que conhecer os processos aí ocorridos é crítico na busca dos dados escondidos sob o gelo, as informações obtidas balizam para as latitudes altas, o conhecimento que se tem sobre os eventos geológicos por que passou o planeta.

Especialmente a partir da porção média do Cenozoico, quando os continentes assumem sua configuração atual, é na Antártica que estará um dos mais importantes testemunhos das mudanças. Após o evento global de aquecimento do limite Paleoceno–Eoceno (Wing *et alii*, 2005), cujos efeitos se fizeram sentir mesmo nas latitudes altas, tornando-as o abrigo das florestas temperadas e seus animais, o clima da Terra passa a descrever uma curva descendente de temperatura que levará ao maior frio já enfrentado desde que a vida se estabeleceu na terra.

O que discutimos aqui demonstra que os processos ocorridos na Antártica e áreas circunvizinhas não foram apenas a causa para o rebaixamento nas temperaturas, como até hoje, o clima do hemisfério sul é por eles influenciado.

Quais serão os caminhos que o homem e sua atividade darão a esta história? Hoje isolada, a Antártica não mais poderá servir de refúgio, proteção ou rota de passagem para os organismos, nem para que nela seja mais possível ter continuidade sua evolução.

Referências

ABDALA, F.; JOHN HANCOX, P. & NEVELING, J. 2005. Cynodonts from the uppermost Burgersdorp Formation, South Africa, and their bearing on the biostratigraphy and correlation of the Triassic *Cynognathus* assemblage zone. *Journal of Vertebrate Paleontology, 25*(1): 192-199.

AGUIRRE-URRETA, M. B.; MARENSI, S. & SANTILLANA, S. 1995. New Eocene crab (Crustacea, Decapoda) from Seymour Island, Antarctica. *Antarctic Science, 7*(3): 277-281.

ALABASTER, T. & STOREY, B. C. 1990. Antarctic Peninsula continental magnesian andesites: indicators of ridge-trench interaction during Gondwana breakup. *Journal of the Geological Society, 147*(4): 595-598.

ANDERSSON, J. G. 1906. On the geology of Graham Land. *Bulletin of the Geological Institute of Upsala, 7*(13-14): 19-71.

ANELLI, L. E.; ROCHA-CAMPOS, A. C.; SANTOS, P. R.; PERINOTTO, J. A. J. & QUAGLIO, F. 2006. Early Miocene bivalves from the Cape Melville Formation, King George Island, Antarctica. *Alcheringa, 30*(1): 111-132.

ARCHANGELSKY, S. 1968. Studies on Triassic fossil plants from Argentina. IV. The leaf genus *Dicroidium* and its possible relation to *Rhexoxylon* stems. *Paleontology, 11*: 500-512.

ARCHANGELSKY, S. 1990. Plant distribution in Gondwana during the Late Paleozoic. *In*: TAYLOR, T. N. & TAYLOR, E. L. (eds.). *Antarctic paleobiology: Its role in the reconstruction of Gondwana*, New York, Springer-Verlag, p. 102-117.

ASHWORTH, A. C. & CANTRILL, D. J. 2004. Neogene vegetation of the Meyer Desert Formation (Sirius Group), Transantarctic Mountains, Antarctica. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 213*: 65-82.

ASKIN, R. A. 1981. Jurassic-Cretaceous palynology of Byers Peninsula, Livingston Island, Antarctica. *Antarctic Journal of the United States, 16*(5): 11-13.

ASKIN, R. A. 1989. Endemism and heterochroneity in the Late Cretaceous (Campanian) to Paleocene palynofloras of Seymour Island, Antarctica: implications for origins, dispersal and paleoclimates of southern floras. *In*: CRAME, J. A. (ed.). *Origins and Evolution of the Antarctic Biota*, Geological Society Special Publication. London, v. 47, p. 107-119.

ASKIN, R. A. 1990. Campanian to Paleocene spore and pollen assemblages of Seymour Island, Antarctica. *Review of Paleobotany and Palynology, 65*: 105-113.

ASKIN, R. A. 1999. *Manumiella seymourensis* new species, a stratigraphically significant dinoflagellate cyst from the Maastrichtian of Seymour Island, Antarctica. *Journal of Paleontology, 73*(3): 373-379.

ASKIN, R. A. & MARKGRAF, V. 1986. Palynomorphs from the Sirius Formation, Dominium Range, Antarctica. *Antarctic Journal of the US, 21*(5): 34-35.

ASKIN, R. A. & SPICER, R. 1995. The Late Cretaceous and Cenozoic history of vegetation and climate at northern and southern high latitudes: a comparison. *In*: ASKIN, R. & SPICER, R. *The effects of Past global change on Life*. Geophysics Study Comittee, National Academic Press, Washington, D.C., p. 156-173.

BALDONI, A. M. 1986. Características generales de la megaflora, especialmente de la especie *Ptilophyllum antarcticum*, en el Jurásico Superior–Cretácico Inferior de la Antartida y Patagonia, Argentina. *Boletim Instituto de Geociências, USP*, Série Científica, *17*: 77-87.

BALDONI, A. M. 1987. Estudios palinológicos de los niveles basales de la Formación Santa Marta, Cretácico Superior de Bahía Brandy (Isla James Ross, Antártida). *Paleobotânica Latino-Americana, 8*(1): 5.

BARALE, G.; PHILIPPE, M.; TORRES, T. & COVACEVICH, V. 1994. Triassic floras from Williams Point, Livingston Island (South Shetland Island, Northern Antarctica). *Compte Rendue de la Academie des Sciences, 319*(2): 141-147.

BARKER, P. F. 1982. The Cenozoic subduction history of the Pacific margin of the Antarctic Peninsula: ridge creast – trench interactions. *Journal of the Geological Society of London, 139*(6): 787-802.

BARKER, P. F. and the Leg 113 shipboard scientific party, 1987. Glacial History of Antarctica. *Nature, 328*: 115-116.

BARKER, P. F. & BURRELL, J. 1977. The Opening of Drake Passage. *Marine Geology, 25*: 15-34.

BARKER, D. H. N.; CHRISTESON, G. L.; AUSTIN, J. A. & DALZIEL, I. W. D. 2003. Backarc basin evolution and cordilleran orogenesis: Insights from new ocean-bottom seismograph refraction profiling in Bransfield Strait, Antarctica. *Geology, 31*(2):107-110.

BARRERA, E. 1994. Global environmental changes preceding the Cretaceous-Tertiary boundary: Early-late Maastrichtian transition. *Geology, 22*: 877-880.

BARRERA, E.; HUBER, B. T.; SAVIN, S. M. & WEBB, P. N. 1987. Antarctic marine temperatures: late Campanian through early Palaeocene. *Paleoceanography, 2*: 21-47.

BARRETT, P. J.; BAILLIE, R. J. & COLBERT, E. H. 1968. Triassic amphibian from Antarctica. *Science, 161*: 460-462.

BARRETT, P. J.; HAMBREY, M. J. & ROBINSON, P. R. 1991. Cenozoic glacial and tectonic history from the CIROS-1, McMurdo Sound. *In*: THOMSON, M. R. A.; CRAME, J. A. & THOMSON, J. W. (ed.). *Geological Evolution of Antarctic.* Proceedings of the V International Symposium on Antarctic Earth Sciences, Robinson College, 1987. Cambridge University Press, Cambridge, p. 651-656.

BASU, A. R.; PETAEV, M. I.; POREDA, R. I.; JACOBSEN, S. B. & BECKER, L. 2003. Chondritic meteorite fragments associated with the Permian-Triassic Boundary in Antarctica. *Science, 302*: 1388-1393.

BIERNAT, G.; BIRKENMAJER, K. & POPIEL-BARCZYK, E. 1985. Cenozoic brachiopods from the Moby Dick Group of King George Island (South Shetland Island, Antarctica). *Studia Geologica Polonica, 81*: 109-141.

BIRKENMAJER, K. 1980. Tertiary volcanic-sedimentary succession at Admiralty Bay, King George Island (South Shetland Islands, Antarctica). *Studia Geologica Polonica, 64*: 7-65.

BIRKENMAJER, K. 1982. Pliocene tillite-bearing succession of King George Island (South Shetland Islands, Antártica). *Studia Geologica Polonica, 74*: 7-72.

BIRKENMAJER, K. 1984. Geology of Cape Melville area, King George Island (South Shetlands Island, Antarctica): pre-Pliocene glaciomarine deposits and their substratum. *Studia Geologica Polonica, 79*: 7-36.

BIRKENMAJER, K. 2001. Mesozoic and Cenozoic stratigraphic units in parts of the South Shetland Islands and Northern Antarctic Peninsula (as used by the Polish Antarctic Programmes), *Studia Geologica Polonica, 118*: 5-188.

BIRKENMAJER, K. & LUCZKOWSKA, E. 1987. Foraminiferal evidence for a Lower Miocene age of glaciomarine and related strata, Moby Dick Group, King George Island (South Shetlands Island, Antarctica). *Studia Geologica Polonica, 90*: 81-123.

BIRKENMAJER, K. & OCIEPA, A. M. 2008. Plant-bearing Jurassic strata at Hope Bay, Antarctic Peninsula (West Antarctica): geology and fossil-plant-plant description. *Studia Geologica Polonica, 128*: 5-96.

BIRKENMAJER, K. & ZASTAWNIAK, E. 1986. Plant Remains of the Dufayel Island Group (Early Tertiary?), King George Island, South Shetland Islands (West Antarctic). *Acta Paleobotânica, 26*(1-2): 33-54.

BIRKENMAJER, K. & ZASTAWNIAK, E. 1989. Late Cretaceous-Early Tertiary floras of King George Island, West Antarctic: their stratigraphic distribution and palaeoclimatic significance. *In*: CRAME, J. A. (ed.). *Origins and Evolution of the Antarctic Biota, The Geological Society Special Publication*, London, v. 47, p. 227-240.

BIRKENMAJER, K.; DELITALA, M. C.; NAREBSKI, W.; NICOLETTI, M. & PETRUCCIANI, C. 1986a. Geochronology and migration of Cretaceous through Tertiary plutonic centers, South Shetland Islands (West Antarctica): subduction and hot spot magmatism. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 34*(3): 243-255.

BIRKENMAJER, K.; DELITALA, M. C.; NAREBSKI, W.; NICOLETTI, M. & PETRUCCIANI, C. 1986b. Geochronology of Tertiary island-arc volcanics and glacigenic deposits, King George Island South Shetland Islands (West Antarctica). *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 34*(3): 257-273.

BIRKENMAJER, K.; GAZDZICKI, A. & WRONA, R. 1987. Cretaceous and Cenozoic fossils in glaciomarine strata at Cape Melville, Antarctica. *Nature, 33*(5912): 56-59.

BIRKENMAJER, K.; GAZDZICKI, A.; GRADZINSKI, R.; KREUZER, H.; PORÊBSKI, S. J. & TOKARSKI, A.K. 1991. Origin and age of pectinid-bearing conglomerate (Tertiary) on King George Island. *In*: THOMSON, M. R. A.; CRAME, J. A. & THOMSON, J. W. (eds.). *West Antarctica: Geological Evolution of Antarctica*, Cambridge University Press, p. 663-665.

BIRKENMAJER, K.; GAZDZICKI, A.; KRAJEWSKI, K. P.; PRZYBYCIN, A.; SOLECKI, A.; TATUR, A. & YOON, H. I. 2005. First Cenozoic glaciers in West Antarctica. *Polish Polar Research, 26*: 3-12.

BOARDMAN, D. R. & DUTRA, T. L. 2004. Registro do gênero *Araucaria* no Eoceno da Ilha King George, Arquipélago das Shetland do Sul, Península Antártica. *In*: REUNIÃO DE PALEOBOTÂNICOS E PALINÓLOGOS, 11, 2004, Gramado, RS. *Boletim de Resumos*, p. 34.

BITNER, M. A. & CRAME, J. A. 2002. Brachiopods from the Lower Miocene of King George Island, West Antarctica. *Polish Polar Research, 23*(1): 75-84.

BOSE, M. N.; TAYLOR, E. L. & TAYLOR, T. N. 1990. Gondwana Floras of India and Antarctica. A survey and appraisal. *In*: TAYLOR, T. N. & TAYLOR, E. L. (eds.). *Antartic Paleobiology.* Springer Verlag, New York, p. 118-148.

CANILE, F. M.; ROCHA-CAMPOS, A. C.; SANTOS, P. R. & ANELLI, L. E. 2007. Weathered Eocene basalts (Mazurek Point Formation) overlain by early Oligocene glacigenic diamictites (Krakowiak Glacier Member, Polonez Cove Formation) record of change from mild to glacial conditions in W Antarctica. *In*: SIMPÓSIO BRASILEIRO SOBRE PESQUISA ANTÁRTICA, 15, Instituto de Geociências, USP, São Paulo. *Programa e Resumos*, p. 66.

CANTRILL, D. J. 2000. A Cretaceous (Aptian) flora from President Head, Snow Island, Antarctica. *Palaeontographica Abt. B, 253*(4-6): 153-191.

CANTRILL, D. J.; DRINNAN, A. N. & WEBB, J. A. 1995. Late Triassic plant fossils from the Prince Charles Mountains, East Antarctica. *Antarctic Science, 7*(1): 51-62.

CANTRILL, D. J. & HUNTER, M. A. 2005. Macrofossil floras of the Latady Basin Antarctic Peninsula. *Journal of New Zealand Geology and Geophysics NZJGS, 48*: 537-553.

CANTRILL, D. J. & NICHOLS, G. J. 1996. Taxonomy and paleoecology of Early Cretaceous (Late Albian) angiosperm leaves from Alexander Island, Antarctica. *Review of Paleobotany and Palynology, 92*: 1-28.

CAO, L. 1994. Late Cretaceous palynoflora in King George Island of Antarctic, with references to its paleoclimatic significance. *In*: SHEN YANBIN (ed.). *Stratigraphy and Palaeontology of Fildes Peninsula, King George Island, Antarctic.* Monograph, Science Press, Beijing, v. 3, p. 51-83.

CARVALHO, I. S.; FERNANDES, A. C. S.; ANDREIS, R. R.; PACIULLO, F. V. P.; RIBEIRO, A. & TROUW, R. A. J. 2005. The ichnofossils of the Triassic Hope Bay Formation, Trinity Península Group, Antarctic Peninsula. *Ichnos, 12*: 191-200.

CASE, J. A. 1988. Paleogene Floras from Seymour Island, Antarctic Peninsula. *In*: FELDMANN, R. & WOODBURNE, M. O. (eds.). Geology and Paleontology of Seymour Island, Antarctic Peninsula. *Memoir of the Geological Society of America*, Boulder, Colorado, *169*: 489-498.

CASE, J. A. 1989. Antarctica: the effect of high latitude heterochroneity on the origin of the Australian marsupials. *In*: CRAME, J. A. (ed.). Origins and Evolution of the Antarctic Biota. *Special Publication of The Geological Society of America, 47*: 217-226.

CÉSARI, S. N.; REMESAL, M. & PARICA, C. 2001. Ferns: a paleoclimatic significant component of the Cretaceous flora from Livingston Island, Antarctica. *Associación Paleontológica Argentina, 7*: 45-50.

CIESIELSKI, P. F.; SLITER, W. V.; WIND, F. H. & WISE Jr., S. W. 1991. Paleoenvironmental analysis

and correlation of a Cretaceous Islas Orcadas core from the Falkland Plateau, South West Atlantic. *Marine Micropaleontology, 2*(1): 27-34.

CRAME, J. A. 1982. Late Mesozoic bivalve biostratigraphy of the Antarctic Peninsula region. *Journal of the Geological Society, 139*(6): 771-778.

CRAME, J. A. 1992. Late Cretaceous palaeoenvironments and biotas: An Antarctic Perspective. *Antarctic Science, 4*: 371- 382.

CRAME, J. A ; PIRRIE, D.; RIDING, J. B. & THOMSON, M. R. A. 1991. Campanian-Maastrichtian (Cretaceous) stratigraphy of the James Ross Island area, Antarctica. *Journal of the Geological Society of London, 148*: 1125-1140.

COCOZZA, C. D. & CLARKE, C. M. 1992. Eocene microplankton from La Meseta Formation, northern Seymour Island. *Antarctic Science, 4*(3):355-362.

COLBERT, E. H. & KITCHING, J. W. 1977. Triassic cynodont reptiles from Antarctica. *American Museum Novitates, 2611*: 1-30.

COLLINSON, J. W. 1997. Paleoclimate of Permo-Triassic Antarctica. *In*: RICCI, C. A. (ed.). *The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes.* Terra Antarctica, Sienna, Italy, p. 1029-1034.

COSGRIFF, J. W. & HAMMER, W. R. 1982. The pangean reptile *Lystrosaurus McCaigi* in the Lower Triassic of Antarctica. *Journal of Paleontology, 56*(2): 371-385.

COVACEVICH, V. & LAMPEREIN, C. 1970. Hallazgos de icnitas en Península Fildes, Isla Rey Jorge, Archipiélago Shetland del Sur, Antártica. *Serie Científica INACH*. Chile, *1*: 55-74.

CROWLEY, T. J. 1994. Pangean climates. *In*: KLEIN, G. D. (ed.). *Pangea: paleoclimate, tectonics, and sedimentation during accretion, zenith, and breakup of a supercontinent*, Special Paper 288, Geological Society of America, p. 25-39.

CÚNEO, R.; TAYLOR, T. N.; TAYLOR, E. L. & KRINGS, M. 2003. *In situ* fossil forest from the upper Fremouw Formation (Triassic) of Antarctica: paleoenvironmental setting and paleoclimate analysis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 197*(3-4): 239-261.

CUNHA, M. B. 2007. *Pínula fértil de pteridófita em níveis do Eoceno Inferior da Ilha King George, Península Antártica.* Trabalho de Conclusão, Curso de Biologia, Universidade do Vale do Rio dos Sinos, São Leopoldo, RS, 30 p.

CUNNINGHAM, W. D.; DALZIEL, I. W. D.; TUNG-YI, L. & LAWVER, L. A. 1995. Southernmost South America-Antarctic Peninsula relative plate motions since 84 Ma: Implications for the tectonic evolution of the Scotia Arc region. *Journal of Geophysical Research, 100*(B5): 8257-8266.

CZAJKOWSKI, S. & RÖSLER, O. 1986. Plantas fósseis da Península Fildes, Ilha Rei George (Shetland do Sul) – Morfografia das impressões foliares. *Anais da Academia Brasileira de Ciências, 58* (suplemento): 99-100.

DEBENHAM, J. (ed.). 1992. *The Quiet Land – The Diaries of Frank Debenham*, Bluntisham Books, Huntingdon, 220 p.

DEL VALLE, R. A. & RINALDI, C. A. 1993. Structural features of the northeastern sector of the Antarctic Peninsula. *In*: JORNADAS DE COMUNICACIONES SOBRE INVESTIGACIONES ANTÁRTICAS, *Instituto Antártico Argentino, 2, Resumos*, p. 261-267.

DETTMANN, M. E. 1989. Antarctica: Cretaceous cradle of austral temperate rainforests?. *In*: CRAME, J. A. (ed.). *Origins and Evolution of the Antarctic Biota*, The Geological Society Special Publication, London, 47, p. 89-105.

DOKTOR, M.; GAZDZICKI, A.; JERZMANSKA, A.; POREBSKI, S. J. & ZASTAWNIAK, E. 1996. A Plant-and-Fish assemblage from the Eocene La Meseta Formation of Seymour Island (Antarctic Peninsula) and its enviromental implications. *Palaeontologia Polonica, 55*: 127-146.

DOROGOKUPETS, S. 1986. El enigmático continente de hielo (trad. de E. Mujina). *La Ciencia en la URSS*, Academia de Ciencias, Editorial NAUKA, *6*: 76-85.

DOTT, R. H. & PROTHERO, D. R. 1994. *Evolution of the Earth.* 5ª ed. MacGraw-Hill, Inc. New York, 569 p.

DUANE, A. M. 1996. Palynology of the Byers Group (Late Jurassic-Early Cretaceous) of Livingston and Snow islands, Antarctic Peninsula: its biostratigraphical and palaeoenvironmental significance. *Review of Palaeobotany and Palynology, 91*: 241-281.

DUDZIAK, J. 1984. Cretaceous calcareous nannoplancton from glaciomarine deposits of the Cape Melville area, King George Island (South Shetland Islands, Antarctica). *Studia Geologica Polonica, 79*: 37-51.

DUSÉN, P. 1908. Über die tertiäre flora der Seymour-Insel. *Wissenschaftliche Ergebnisse der Schwedischen*

Südpolar-Expedition 1901-1903, Lithographisches Institut des Generalstabs. Stokholm, Bd. 3(l-3), 4 tf, p. 1-127.

DUTRA, T. L. 1989. Informações Preliminares sobre a tafoflora do Monte Zamek (Baía do Almirantado, Ilha Rei George (Ilhas Shetland do Sul), Antártica. *Série Científica del INACH, 39*: 31-42.

DUTRA, T. L. 1997a. *Composição e história da vegetação do Cretáceo e Terciário da Ilha Rei George, Península Antártica*. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Tese de Doutorado, 488 p.

DUTRA, T. L. 1997b. Primitive leaves of *Nothofagus* (Nothofagaceae) in Antartic Peninsula: an Upper Campanian record and a betulaceous more than fagaceous morphological character. *In:* CONGRESO GEOLÓGICO CHILENO, *Antofagasta*, Chile, 9, *Actas*, p. 24-29.

DUTRA, T. L. 2000a. *Nothofagus* no noroeste da Península Antártica. II. Paleoceno Superior– Eoceno Inferior. *Revista da Universidade de Guarulhos, Geociências 5 (X Reunião de Palinólogos e Paleobotânicos)*, Número Especial, p. 131-136.

DUTRA, T. L. 2000b. *Nothofagus* no noroeste da Península Antártica. I. Cretáceo Superior. *Revista da Universidade de Guarulhos, Geociências 5 (X Reunião de Palinólogos e Paleobotânicos)*, Número Especial, p. 102-106.

DUTRA, T. L. 2001. Paleoflora da ilha 25 de Mayo, Península Antártica: contribuição à paleogeografia, paleoclima e para a evolução de *Nothofagus*. *Asociación Paleontologia Argentina, Publicação Especial, 8*: 29-37.

DUTRA, T. L. 2002. Araucariaceae in Antarctica with special foccus in the King George Island (South Shetland Islands, Northern Antarctic Peninisula) fossil record. *In*: THE ARAUCARIACEAE: ARAUCARIACEAE SYMPOSIUM, *Proceedings*, Auckland, International Dendrological Society, New Zealand. *Abstracts*, p. 45.

DUTRA, T. L. 2004. Paleofloras da Antártica e sua relação com os Eventos Tectônicos e Paleoclimáticos nas altas latitudes do Sul. *Revista Brasileira de Geociências, 34*(3): 401-410.

DUTRA, T. L. & BATTEN, D. 2000. The Upper Cretaceous flora from King George Island, an update of information and the paleobiogeographic value. *Cretaceous Research, 21*(2-3): 181-209.

DUTRA, T. D. & JASPER, A. 1993. Impressões foliares de coníferas e pteridófitas em Hope Bay (Mount Flora Fm.), Península Antártica. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 13, São Leopoldo, RS, 1993. *Boletim de Resumos*, p. 90.

DUTRA, T. L.; LEIPNITZ, B.; FACCINI, U.F. & LINDENMAYER, Z. 1996. A non marine Upper Cretaceous interval in West Antarctica (King George Island, Northern Antarctic Peninsula). *SAMC (South American Mesozoic Correlations-IGUS-381 Project) News, 5*: 21-22.

DUTRA, T. L. & SILVEIRA, D. 2007. Folhas grandes (mesofílicas) de *Nothofagus* no Paleoceno Superior–Eoceno Inferior da Ilha King George, Península Antártica e seu significado paleogeográfico e paleoclimático. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 20, Búzios, Rio de Janeiro, 2007, *Anais*, p. 140.

DUTRA, T. L.; WILBERGER, T. P.; IANNUZZI, R.; SANDER, A.; TREVISAN, C. & KERKOHOFF, M. 2007. A new flora to the Rip Point (Nelson Island, Antarctic Peninsula) resulting from the XXV Brazilian Expedition (2006-2007): age and paleoclimatic inferences. *In*: SIMPÓSIO BRASILEIRO SOBRE PESQUISA ANTÁRTICA, 15, Instituto de Geociências, USP, São Paulo *Programa e Resumos*, p. 12-13.

EDWARDS, W. N. 1928. The ocurrence of *Glossopteris* in the Beacon Sandstone of Ferrar Glacier, South Victoria Land. *Geological Magazine, 65*: 323-327.

ELLIOT, D. 1988. The James Ross Basin, northern Antartic Peninsula. *In:* CONGRESO GEOLÓGICO CHILENO, 5, *Comunicaciones, 39*: 226.

ELLIOT, D. H. 1991. Triassic-Early Cretaceous evolution of Antarctica. *In*: THOMSON, M. R. A.; CRAME, J. A. & THOMSON, J. W. (eds.). *Geological Evolution of Antarctic*. Cambridge University Press, Cambridge (Proceedings of the V International Symposium on Antarctic Earth Sciences, Robinson College, Cambridge, 23-28 august, 87), p. 541-547.

ELLIOT, D. H.; ASKIN, R. A.; KYTE, F. T. & ZINSMEISTER, W. J. 1994. Iridium and dinocysts at the Cretaceous–Tertiary boundary on Seymour Island, Antarctica; implications for the K-T event, *Geology, 22*(8):675-678.

EMIG, C. C. & BITNER, M. A. 2005. *Glottidia* (Brachiopoda: Lingulidae) from the Eocene La Meseta

Formation, Seymour island, Antarctica. *Paleontology, 48*(2): 423-431.

FALCON-LANG, H. J.; CANTRILL, D. J. & NICHOLS, G. J. 2001. Biodiversity and terrestrial ecology of a mid-Cretaceous, high-latitude foodplain, Alexander Island, Antarctica. *Journal of the Geological Society, 158*: 709-724.

FARQUHARSON, G. W. 1984. Late-Mesozoic nonmarine conglomeratic sequences of northern Antarctic Peninsula (The Botany Bay Group). *British Antarctic Survey Bulletin, 65*: 1-33.

FELDMANN, R. M. & GAZDZICKI, A. 1997. A new species of *Glyphea* (Decapoda:Palinura) from the La Meseta (Eocene) of Seymour Island, Antarctica. *Acta Paleontologica Polonica, 42*(3): 437-445.

FONTES, D. & DUTRA, T. L. 2007. Fósseis de Podocarpáceas na Ilha King George, Península Antártica. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 20, Búzios, Rio de Janeiro, 2007, *Anais*, p. 142.

FORD, D. & GOLONKA, J. 2003. Phanerozoic paleogeography, paleoenvironment and lithofacies maps of the circum-Atlantic margins. *Marine and Petroleum Geology, 20*(3-4): 249-285.

FÖSTER, R.; GAZDZICKI, A. & WRONA, R. 1987. Homolodromiid crabs from the Cape Melville Formation (Lower Miocene) of King George Island, West Antarctica. *Palaeontologia Polonica, 49*: 147-161.

FRANCIS, J. E.; HAYWOOD, A. M.; ASHWORTH, A. C. & VALDES, P. J. 2007. Tundra environments in the Neogene Sirius Group, Antarctica: evidence from the geological record and coupled atmosphere–vegetation models. *Journal of the Geological Society, 164*(2): 317-322.

FRANCIS, J. E. & HILL, R. S. 1996. Fossil plants from the Pliocene Sirius Group, Transantarctic Mountains: evidences for climate from growth rings and fossil leaves. *Palaios, 11*: 389-396.

FUENTE, M. S. de La; SANTILLANA, S. N. & MARENSSI, S. 1995. An Eocene leatherback turtle (Cryptodira; Dermochelyidae) from Seymour Island, Antarctica. Stvdia Geologica Salmanticensia, *31*: 21 34.

FUENZALIDA, H.; ARAYA, R. & HERVE, F. 1972. Middle-Jurassic flora from north-eastern Snow Island, South Shetland Islands. *In*: ADIE, R. J. (ed.). *Antarctic Geology and Geophysics - Symposium on Antarctic geology and solid earth geophysics*, Oslo, 1970. Universitetsforlaget, p. 93-97.

GASPARINI, Z.; OLIVERO, E.; SCASSO, R. & RINALDI, C. 1987. Un ankilosaurio (Reptilia, Ornithischia) Campaniano en el continente antártico. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 10, Rio de Janeiro, *Anais*, p. 131-141.

GASPARINI, Z.; PEREDA-SUBERBIOLA, X. & MALNAR, R.E. 1996. New data on the ankylosaurian dinosaur from the Late Cretaceous of the Antarctica Península. *Memoirs of the Queensland Museum, 39*: 583-594.

GAZDZICKI, A. 1993. Geology and paleobiology of Coc kburn Island, Antarctic Peninsula. *In: Polar Symposium, 20*, Lublin, Poland, *Abstracts*, pp. 329-332.

GAZDZICKI, A. 2007. Provenance of recycled stromatolites from the Polonez Cove Formation (Oligocene) of King George Island, West Antarctica. *In*: COOPER, A. K. & RAYMOND, C. R. (eds.). *Antarctica: A Keystone in a Changing World* – Online Proceedings of the 10th ISAES X, U.S. Geological Survey and The National Academies, Open-File Report 2007-1047, *Extended Abstract* 143, 3 p.

GAZDZICKI, A. & STOLARSKI, J. 1992. An Oligocene record of the coral *Flabellum* from Antarctica. *Polish Polar Research, 13*(3-4): 265-272.

GEE, C. T. 1989a. Permian *Glossopteris* and *Elatocladus* megafossil floras from the English Coast, eastern Ellsworth Land, Antarctica. *Antarctic Science, 1*(1): 35-44.

GEE, C. T. 1989b. Revision of the late Jurassic/Early Cretaceous flora from Hope Bay, Antarctica. *Paleontographica, B213*: 149-241.

GOIN, F. J. & CARLINI, A. A. 1995. Early tertiary microbiotheriid marsupial from Antarctica. *Journal of Vertebrate Paleontology, 15*(1): 205-207.

GOLONKA, J. 2000. *Cambrian-neogen: plate tectonic maps*. Krákow b Wydawn – Uniwersytetu Jagiello/nskiego, 125 p.

GÖTHAN, W. 1908. Die Fossilen Hölzer von der Seymour-und Snow Hill-Inseln. *Wissenschaftliche Ergebnisse der Schwedisshen Südpolar-Expedition 1901-1903, 3*(8): 1-33.

GOULD, S. J. 1993. *El libro de la vida*. Crítica Grupo Grijalbo-Mondadori Barcelona, 256 p.

HALLE, T. G. 1913. The Mesozoic flora of the Graham Land. *Wissenschaftliche Ergebnisse der Schwedishen Südpolar- Expediton 1901-1903, 3*(4): 1-124.

HAMMER, W. R. 1989. *Lystrosaurus* zone (Triassic) vertebrates from the Beardmore Glacier region, Antractica. *Antarctic Journal of the U.S., 24*(5): 40-41.

HAMMER, W. R. 1990. Triassic terrestrial vertebrate faunas of Antarctica. *In:* TAYLOR, T. N. & TAYLOR, E. L. (eds.). *Antarctic Paleobiology and its role in the reconstruction of Gondwana.* Springer Verlag, New York, p. 42-50.

HAMMER, W. R. 1995. New therapsids from the Upper Fremouw Formation (Triassic) of Antarctica. *Journal of Vertebrate Paleontology, 15*(1): 105-112.

HAMMER, W. R.; COLLINSON, J. W. & RYAN, W. J. 1990. A new Triassic vertebrate fauna from Antarctica and its depositional setting. *Antarctic Science, 2*(2): 163-167.

HAMMER, W. R.; COLLINSON, J. W.; ASKIN, R. A. & HICKERSON, W. J. 2004. The First Upper Triassic vertebrate locality in Antarctica. *Gondwana Research, 7*(1): 199-204.

HAMMER, W. R. & HICKERSON, W. J. 1994. A crested theropod dinosaur from Antarctica. *Science, 264*(5160): 828-830.

HAWKES, D. D. 1981. Tectonic segmentation of the northern Antarctic Peninsula. *Geology, 9*: 220-224.

HAYES, P.; FRANCIS, J. E.; CANTRILL, D. J. & CRAME, J. A. 2006. Palaeoclimate analysis of mid Cretaceous angiosperm leaf floras, James Ross Island, Antarctica. I. *In:* FRANCIS, J. E.; PIRRIE, D. & CRAME, J. A. (eds.). Cretaceous – Tertiary high-latitude palaeoenvironments, James Ross Basin, Antarctica. *Geological Society of London Special Publication, 258*: 49-62.

HERBST, R. & LUTZ, A. I. 1988. *Rhexoxylon brasiliensis* n. sp. (Corytospermaceae, Pteridospermales) from the Upper Triassic Caturrita Formation, Brazil, with comments on biology and environment. *Mededelinge Rijks Geologische Dienst, 42*: 21-28.

HERVÉ, F.; FAÚNDEZ, V.; BRIX, M. & FANNING, M. 2006. Jurassic sedimentation of the Miers Bluff Formation, Livingston Island, Antarctica: evidence from SHRIMP U-Pb ages of detrital and plutonic zircons. *Antarctic Science, 18*(2): 229-238.

HIKUROA, D. C. H. 2005. *The fauna and biostratigraphy of the Jurassic Latady Formation, Antarctic Peninsula.* University of Auckland Library, Auckland, New Zealand, 420 p., 26 figs.,43tb. Tese de PhD inédita.

HIKUROA, D. C. H. & KAIM, A. 2007. New gastropods from the Jurassic of Orville Coast, eastern Ellsworth Land, Antarctica. *Antarctic Science, 19*(1): 115-124.

HILL, R. 2001. Biogeography, evolution and palaeoecology of *Nothofagus* (Nothofagaceae): the contribution of the fossil record. *Australian Journal of Botany, 49*(3): 321-332

HILL, R. S. 1994. The history of selected Australian taxa. *In:* HILL, R. S. (ed.). *Australian Vegetation History: Cretaceous to Recent.* Cambridge University Press, Cambridge, p. 3-24.

HILL, R. S. & TRUSWELL, E. M. 1993. *Nothofagus* fossils in the Sirius Group, Transantarctic Mountais: leaves and pollen and their climatic significations. *In:* KENNETT, J. P. & WARNKE, D. A. (eds.). Antarctic paleoenvironment: a perspective of global change. Part 2. American Geophysical Union. *Antarctic Research Series, 60*: 67-73.

HUNT, R. J. & POOLE, I. 2003. Paleogene West Antarctic climate and vegetation history in light of new data from King George Island. *Geological Society of America Special Paper, 369*: 395-412.

HUNTER, M. A.; CANTRILL, D. J.; FLOWERDEW, M. J. & MILLAR, I. L. 2006a. Mid-Jurassic age for the Botany Bay Group: implications for Weddell Sea Basin creation and southern hemisphere biostratigraphy. *Journal of the Geological Society, 162*(5): 745-748.

HUNTER, M. A.; CANTRILL, D. J. & FLOWERDEW, M. J. 2006b. Latest Jurassic-earliest Cretaceous age for a fossil flora from the Latady Basin, Antarctic Peninsula. *Antarctic Science, 18*(2): 261-264.

HUNTER, M. A.; RILEY, T. R.; CANTRILL, D. J.; FLOWERDEW, M. F. & MILLAR, I. L. 2006c. A new stratigraphy for the Latady Basin, Antarctic Peninsula: Part 1, Ellsworth Land Volcanic Group. *Geological Magazine, 143*(6): 777-796.

INESON, J. R. 2006. Submarine glide blocks from the Lower Cretaceous of the Antarctic Peninsula. *Sedimentology, 32*(5): 659-670.

JADWISZCZAK, P. 2006. Eocene penguins of Seymour Island, Antarctica: taxonomy. *Polish Polar Reasearch, 27*(1): 3-62.

JEFFERS, J. D.; ANDERSON, J. B. & LAWVER, L. A. 1991. Evolution of the Bransfield Basin, Antarctic Peninsula. *In:* THOMSON, R. A.; CRAME, J. A. & THOMSON, J. W. (eds.). *Geological Evolution of Antarctic.* Cambridge University Press, Cambridge (Proceedins of the V International Symposium on Antarctic Earth Sciences, Robinson College, Cambridge, 23-28 august, 1987, p. 481-486.

JEFFERSON, T. H. 1982. Fossil forests from the Lower Cretaceous of Alexander Island, Antarctica. *Palaeontology, 25*(4): 681-708.

JESIONECK-SZYMANSKA, W. 1987. Echinoids from the Cape Melville Formation (Lower Miocene) of King George Island, West Antarctica. *Palaeontologia Polonica, 49*: 163-168.

KARCZEWSKI, L. 1987. Gastropods from the Cape Melville Formation (Lower Miocene) of King George Island, West Antactica. *In:* GAZDZICKI, A. (ed.). Palaeontological Results of the Polish Antactic Expeditions, Part I. *Palaeontologia Polonica, 49*: 127-146.

KEATING, J. M. 1992. Palynology of the Lachman Crags Member, Santa Marta Formation (Upper Cretaceous) of north-west James Ross Island. *Antarctic Science, 4*: 293-304.

KEATING, J. M.; SPENCER-JONES, M. & NEWHAM, S. 1992. The stratigraphical palynology of the Kotick Point and the Whisky Bay formations, Gustav Group (Cretaceous), James Ross Island. *Antarctic Science, 4*: 279-292.

KELLNER, A. W. A.; DUTRA, T. L.; CARVALHO, M. A.; RAMOS, R. R. C.; GRILLO, O. N.; SILVA, H. P.; RIFF, D. & ROMANO, P. S. R. 2007. First record of fossil leaves from the Keller Peninsula, King George Island, Antarctica. *In:* CARVALHO, I. S.; CASSAB, R. C. T.; SCHWANKE, C. *et alii* (eds.). *Paleontologia: Cenários da Vida*, Editora Interciência, Rio de Janeiro, p. 635-644.

KELLY, S. R. A. 1995. New trigonioid bivalves from the Albian (Early Cretaceous) of Alexander Island, Antarctic Peninsula: systematics, paleoecology, and austral Cretaceous paleobiogeography. *Journal of Paleontology, 69*(2): 264-279.

KRIWET, J. 2003. First record of an Early Cretaceous shark (Chondrichthyes, Neoselachii) from Antarctica, *Antarctic Science, 15*: 507-511.

LAWVER, L. A.; DALZIEL, I. W. D.; GAHAGAN, L. M. 2007. The Plates 2006 Atlas of Plate Reconstructions (750 Ma to Present Day), PLATES Progress Report nº 305-0307, pp. 153.

LAWVER, L. A. & GAHAGAN, L. M. 2003. Evolution of Cenozoic seaways in the circum-Antarctic region. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 198*: 11-37.

LEGARRETA, L. & ULIANA, M. 1994. Asociaciones de fósiles y hiatus en el supracretácico–neogeno de Patagonia: una perspectiva estratigrafica secuencial. *Ameghiniana, 31*(3): 257-281.

LEWANDER, L. 2003. The Swedish relief expedition to Antarctica 1903–04. *Polar Record, 39*: 97-110.

LI, H. 1994. Early Tertiary fossil flora from Fildes Peninsula of King George Island, Antarctica. *In:* SHEN YANBIN (ed.). *Stratigraphy and Palaeontology of Fildes Peninsula, King George Island, Antarctica Monograph*, Science Press, Beijing, China, *3*: 165-180.

LI, J. & ZHEN, S. 1994. New materials of bird ichnites from Fildes Peninsula of King George Island, Antarctica and their biogeographic significance. *In:* SHEN YANBIN (ed.). *Stratigraphy and Palaeontology of Fildes Peninsula, King George Island, Antarctica.* Monograph, Beijing Science Press, China, v. 3, p. 246-257.

LYRA, C. 1986. Palinologia dos Sedimentos Terciários da Península Fieldes, Ilha Rei George (Ilhas Shetland do Sul, Antártica) e algumas considerações paleoambientais. *Anais da Academia Brasileria de Ciências, 58* (suplemento): 137-147.

MacDONALD, D. I. M.; BARKER, P. F.; GARRETT, S. W.; INESON, J. R.; PIRRIE, D.; STOREY, B. C.; WHITHAM, A. G.; KINGHORN, R. R. F. & MARSHALL, J. E. A. 1988. A preliminary assessment of the hydrocarbon potencial of the Larsen Basin, Antarctica. *Marine and Petroleum Geology, 5*:34-53.

MACELLARI, C. E. 1988. Stratigraphy, sedimentology and paleoecology of Late Cretaceous/Paleocene shelf-deltaic sediments of Seymour Island. *In:* FELDMANN, R. M. & WOODBURNE, M. O. (eds.). Geology and Paleontology of Seymour Island. *Memoir of The Geological Society of America, 169*: 25-53.

MAO, S. & MOHR, B. A. R. 1995. Middle Eocene dinocysts from Bruce Bank (Scotia Sea, Antarctica) and their paleoenvironmental and paleogeographic implications. Elsevier Science, Netherlands. *Review of Paleobotany and Palynology, 86*: 235-263.

MARENSSIS, A.; REGUERO, M. A.; SANTILLANA, S. N. & VIZCAINO, S. F. 1994. Eocene land mammals

from Seymour Island, Antarctica: palaeobiogeographical implications. *Antarctic Science, 6*: 3-15.

McARTHUR, J. M.; CRAME, J. A. & THIRLWALL, M. F. 2000. Definition of Late Cretaceous stage boundaries in Antarctica using Strontium Isotope Stratigraphy. *The Journal of Geology, 108*: 623-640.

McCARRON, J. J. & LARTER, R. D. 1998. Late Cretaceous to early Tertiary subduction history of the Antarctic Peninsula. *Journal of the Geological Society, 155*(2): 255-268.

MEYER-BERTHAUD, B.; TAYLOR, E. & TAYLOR, T. 1992. Reconstructing the Gondwana seed fern *Dicroidium*: Evidence from the Triassic of Antarctica. *Geobios, 25*(3): 341-344.

MEYER-BERTHAUD, B.; TAYLOR, T. & TAYLOR, E. 1993. Petrified stem bearing *Dicroidium* leaves from the Triassic of Antarctica. *Paleontology, 36*(2): 337-356.

MILLAR, I. L.; PANKHURST, R. J. & FANNING, C. M. 2002. Basement chronology of the Antarctic Peninsula: recurrent magmatism and anatexis in the Palaeozoic Gondwana Margin *Journal of the Geological Society, 159*(2): 145-157.

MILLAY, M. A. & TAYLOR, T. N. 1990. New fern stems from the Triassic of Antarctica. Elsevier Science Pubishers, The Netherlands. *Review of Palaeobotany and Palynology, 62*: 41-64.

MILLER, M. F. & COLLINSON, J. W. 1994. Trace fossils from Permian and Triassic sandy braided stream deposits, central Transantarctic Mountains. *Palaios, 9*(6): 605-610.

MORLEY, R. J. 2003. Interplate dispersal paths for megathermal angiosperms. *Perspectives in Plant Ecology, Evolution and Systematics, 6*(1-2): 5-20.

MORYCOWA, E.; RUBINOWSKI, Z. & TOKARSKI, A. 1982. Archaeocyathids from a moraine at Three Sister Point, King George Island (South Shetalnd Islands, Antarctica). *Studia Geologica Polonica, 74*: 71-80, 7 estampas.

NORIEGA, J. T. & TAMBUSSI, C. P. 1995. A late Cretaceous Presbyornithidae (Aves: Anseriformes) from Vega Island, Antarctic Peninsula: paleogeographic implications. *Ameghiniana, 32*(1): 57-61.

OLIVERO, E. 1992. Asociaciones de amonites de la Formación Santa Marta (Cretácico tardio), Isla James Ross. *In*: RINALDI, C. (ed.). *Geología de la Isla James Ross*. Instituto Antártico Argentino, Buenos Aires, p. 45-75.

OLIVERO, E. B. 1995. Molluscan Cretaceous biostratigraphy of the James Ross Basin (Antarctica) and the Austral Basin of Terra del Fuego (Argentina). *In*: INAUGURAL MEETING OF IGCP PROJECT 381 (South Atlantic Mesozoic Correlations). Extended abstracts, Uberada, Brazil, 24-25 July 1995. *SAMC (South Atlantic Mesozoic Correlations) News*, IUGS, Unesco, p. 5.

OLIVERO, E. B. & AGUIRRE-URRETA, M. B. 1994. New tube-builder hydractinian, symbiotic with hermit crabs, from the Cretaceous of Antarctica. The Paleontological Society. *Journal of Paleontology*, 68(6): 1169-1182.

OLIVERO, E.; GASPARINI, Z.; RINALDI, C. & SCASSO, R. 1991. First record of dinosaurs in Antarctica (Upper Cretaceous, James Ross Island): Paleogeographical implications. *In*: THOMSON, M. R. A.; CRAME, J. A. & THOMSON, J. W. (eds.). *Geological Evolution of Antarctica*. Cambridge University Press, p. 617-622.

OLIVERO, E. B. & PALAMARCZUK, S. 1990. Dinoflagelados y Amonites del Cretacico Superior de Cabo Lamb, Isla Vega, Antartida. *Paleobotanica Latinoamericana, 9*(1): 37.

ORLANDO, H. A. 1964. The Fossil Flora of the sorroundings of Ardley Peninsula (Ardley Island), 25 de Mayo Island (King George Island), South Shetland Islands. *In*: ADIE, R. J. (ed.). *Antarctic Geology*. Proceedings of the First International Symposium on Antarctic Geology, Cape Town, 1963. Amsterdam, North Holland Publ. Co., p. 629-636.

ORLANDO, H. A. 1968. A new Triassic Flora from Livingston Island, South Shetland Islands. *Bulletin of The British Antartic Survey, 16*: 1-13.

OST, E. 2007. *Registro de incêndios vegetacionais no Cretáceo Superior de Rip Point, Ilha Nelson, Península Antártica*. Trabalho de Conclusão, Curso de Biologia, Centro Universitário UNIVATES, Lageado, Brasil, 17 p.

PACIULLO, F. V. P.; RIBEIRO, A.; ANDREIS, R. R. & TROUW, R. A. J. 2002. Facies associations in the ?Permian-Triassic Hope Bay Formation, Antarctic Peninsula. *In*: GAMBLE, J. A.; SKINNER, D. N. B. & HENRYS, S. (org.). *Antarctica at the close of a millennium*. 35ª ed. Wellington: The Royal Society of New Zealand, 2002, v. 1, p. 175-183.

PERINOTTO, J. A. J.; SANTOS, P. R.; ROCHA-CAMPOS, A. C.; ANELLI, L. E. & TOMIO, A. 2003. Estratigrafia e fácies sedimentares das formações Destruction Bay e Cape Melville (Eoterciário), Península Melville, Antártica. *In*: SEMINÁRIO SOBRE PESQUISA ANTÁRTICA, 9, São Paulo. *Programa e Resumos*, p. 2.

PHILIPPE, M.; BARALE, G.; TORRES, T. & COVACEVICH, V. 1993. First study of *in situ* fossil woods from the Upper Cretaceous of Livingston Island, South Shetland Islands, Antarctica: palaeoecological investigations. *Compte Rendu de l'Academie des Sciences, 317*(2): 103-108.

PHILIPPE, M.; TORRES, T.; BARALE, G. & THOVENARD, F. 1995. President Head, Snow Island, South Shetland Island, a key-point for Antarctic Mesozoic Paleobotany. *Compte Rendus de la Academie des Sciences, serie II. Sciences de la Terre et des Plantes, 32*(11): 1055-1061.

PLAYFORD, G. 1990. Proterozoic and Paleozoic palynology of Antarctica: a review. *In*: TAYLOR, T. N. &. TAYLOR, E. L (eds.). *Antartic Paleobiology, its role in the reconstruction of Gondwana*, Springer-Verlag, p. 51-70.

PLETSCH, T.; ERBACHER, J.; HOLBOURN, A. E. L.; KUHNT, W.; MOULLADE, M.; OBOH-IKUENOBEDE, F. E.; SÖDING, E.; WAGNER, T. 2001. Cretaceous separation of Africa and South America: the view from the West African margin. *Journal of South American Earth Sciences, 14*: 147-174.

POOLE, I.; CANTRILL, D. J.; HAYES, P. & FRANCIS, J. E. 2000. The fossil record of Cunoniaceae: new evidence from Late Cretaceous wood of Antarctica? *Review of Palaeobotany and Palynology, 111*: 127–144.

POOLE, I. & FRANCIS, J. E. 1999. The first record of fossil atherospermataceous wood from the upper Cretaceous of Antarctica. *Review of Palaeobotany and Palynology, 107*: 97-107.

POOLE, I.; HUNT, R. J. & CANTRILL, D. L. 2001. A Fossil Wood Flora from King Georg Island: Ecological Implications for an Antarctic Eocene Vegetation. *Annals of Botany, 88*: 33-54.

POOLE, I.; MENNEGA, A. W. & CANTRILL, D. J. 2003. Valdivian ecosystems in the Late Cretaceous and Early Tertiary of Antarctica: further evidence from myrtaceous and eucryphiaceous fossil wood. *Review of Palaeobotany and Palynology, 124*: 9-27.

POWELL, C. Mc. A. & LI, Z. X. 1994. Reconstruction of the Panthalassan margin of Gondwanaland. *In*: VEEVERS, J. J. & POWELL, C. Mc. A. (eds.). *Permian–Triassic Pangean basins and foldbelts along the Panthalassan margin of Gondwanaland*. Geological Society American Memories, *184*: 5-9.

QUAGLIO, F.; ANELLI, L. E.; SANTOS, P. R.; PERINOTTO, J. A. J. & ROCHA-CAMPOS, A. C. 2008. Invertebrates from the Low Head Member (Polonez Cove Formation, Oligocene) at Vauréal Peak, King George Island, West Antarctica. *Antarctic Science, 20*(2): 149-168.

REES, P. M. C. A. 1993. Dipterid ferns from the Mesozoic of Antarctica, New Zealand and their stratigraphical significance. *Paleontology, 36*(3): 637-656.

REES, P. M. & CLEAL, C. J. 2004. Early Jurassic floras from Hope Bay and Botany Bay, Antarctica. Special Papers in *Palaeontology, 72*: 1-90.

RETALLACK, G. J. 1995. Permian-Triassic extinctions on land. *Science*, 267: 77-80.

RETALLACK, G. J.; JAHREN, A. H.; SHELDON, N. D.; CHAKRABARTI, R.; METZGER, C. A. & SMITH, R. M. H. 2005. The Permian–Triassic boundary in Antarctica. *Antarctic Science, 17*: 241-258.

RICQLÈS, A.; PEREDA-SUBERBIOLA, X.; GASPARINI, Z. & OLIVERO, E. 2001. Histology of dermal ossifications in an ankylosaurian dinosaur from the Late Cretaceous of Antarctica. *Asociación Paleontológica Argentina*. Publicación Especial, 7. *In*: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON MESOZOIC TERRESTRIAL ECOSYSTEMS, 7, p. 171-174.

RIDING, J. B. & CRAME, J. A. 2002. Aptian to Coniacian (Early–Late Cretaceous) palynostratigraphy of the Gustav Group, James Ross Basin, Antarctica. *Cretaceous Research, 23*(6): 739-760.

RIFFENBURGH, B. 2006. (ed.). *Encyclopedia of the Antarctic* (2 volumes). Routledge, 1272 p.

RINALDI, C.; MASSABIE, A.; MORELLI, J.; ROSEMAN, L. & DEL VALLE, R. 1978. Geologia de la Isla Vicecomodoro Marambio. *Contribuciones del Instituto Antartico Argentino, 217*: 1-37.

ROCHA-CAMPOS, A. C. 1997. Antarctic Science: the role of SCAR. *Boletín de La Real Sociedad Española de Historia Natural, Sección Biologia, 93*: 5-12.

ROHN, R.; ROSLER, O. & CZAJKOWSKI, S. 1987. *Fildesia pulchra* gen. et sp. nov. – Folha fóssil de Terciário Inferior da Península Fildes, Ilha Rei George, Antártica. *Boletim do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, Série Científica, 18*: 11-16.

RONIEWICZ, E. & MORYCOWA, E. 1987. Development and variability of Tertiary *Flabellum rariceptatum* (Scleractinia), King George Island, West Antarctica. *In:* GAZDZICKI, A. (ed.). Palaeontological Results of the Polish Antactic Expedictions, Part I. *Palaeontologia Polonica, 49*: 83-103.

SALGADO, L. & GASPARINI, Z. 2006. Reappraisal of an ankylosaurian dinosaur from the Upper Cretaceous of James Ross Island (Antarctica). *Geodiversitas, 28*(1): 119-135.

SANTOS, P. R.; ROCHA-CAMPOS, A. C.; TROMPETTE, R. R.; UHLEIN, A.; GIPP, M. & SIMÕES, J. C. 1994. Review of Tertiary Glaciation in King George Island West Antartica: preliminary results. *Pesquisa Antártica Brasileira, 2*: 87-99.

SCASSO, R. A.; OLIVERO, E. B. & BUATOIS, L. A. 1991. Lithofacies, biofacies, and ichnoassemblage evolution of a shallow volcaniclastic fan-shelf depositional system (Upper Cretaceous, James Ross Island, Antarctica. *Journal of the South American Earth Sciences, 4*(3): 239-260.

SCOTESE, C. R. 2001. Atlas of Earth History, PALEOMAP Project, Arlington, Texas, 52 p. [disponível em *http://www.scotese.com]*

SCOTESE, C. R. & MCKERROW, W. S. 1990. Revised world maps and introduction. *In:* MCKERROW, W. S. & SCOTESE, C. R. (eds.). *Paleozoic Paleogrography and Biogeorgraphy*. Geological Society London Memoir, *12*: 1-21.

SEWARD, A. C. 1914. Antarctic Fossil Plants. British Antarctic Terra Nova Expedition, 1910. British Museum (Natural History), London, *Natural History Report, Geology*, 1, p. 1-49.

SHEN, Y. (ed.). 1994a. *Stratigraphy and Palaeontology of Fildes Peninsula, King George Island, Antarctica*. Monograph, Beijing Science Press, China, v. 3, 348 p., 62 estampas.

SHEN, Y. 1994b. Subdivision and correlation of Cretaceous to Paleogene volcano-sedimentary sequence from Fildes Peninsula, King George Island, Antarctica. *In:* SHEN YABIN (ed.). *Stratigraphy and Palaeontology of Fildes Peninsula, King George Island, Antarctica*. Monograph, Beijing Science Press, China, v. 3, p. 1-36.

SILVEIRA, D.; WILBERGER, T. & DUTRA, T. L. 2007. Floristic relationship between the Eocene paleofloras from King George Island and modern vegetations from southern hemisphere: a case study. *In*: Simpósio de Pesquisas Antárticas, Instituto de Geociências, 15,USP, São Paulo, *Programa e Resumos*, p. 92.

SMELLIE, J. L.; MCINTOSH, W. C.; ESSER, R. & FRETWELL, P. 2006. The Cape Purvis volvano, Dundee Island (northern Antarctic Peninsula): late Pleistocene age, eruptive processes and implications for a glacial paleoenvironment. *Antarctic Science, 18*(3): 399-408.

SMELLIE, J. L.; PANKHURST, R. J; THOMSON, M. R. A. & DAVIES, R. E. S. 1984. The geology of the South Shetland Islands: VI. Stratigraphy, geochemistry and evolution. *British Antarctic Survey, Scientific Reports, 87*: 1-85.

SMITH, N. D.; MAKOVICKY, P. J.; HAMMER, W. R. & CURRIE, P. J. 2007. Osteology of *Cryolophosaurus ellioti* (Dinosauria: Theropoda) from the Early Jurassic of Antarctica and implications for early theropod evolution. *Zoological Journal of the Linnean Society, 151*(2): 377-421.

STOREY, B. C.; VAUGHAN, A. P. M. & MILLAR, I. L. 1996. Geodynamic evolution of the Antarctic Peninsula during Mesozoic times and its bearing on Weddell Sea history. *Geological Society, London, Special Publications, 108*: 87-103.

SWENSON, U.; BACKLUND, A.; MCLOUGHLIN, S.; HILL, R. 2001. *Nothofagus b*iogeography revisited with special emphasis on the enigmatic distribution of Subgenus *Brassospora* in New Caledonia. *Cladistics 17*: 28-47.

TAMBUSSI, C. P.; NORIEGA, J. I.; GAZDZICKI, A.; TATUR, A.; REGUERO, M. A. & VIZCAINO, S. F. 1994. Ratite bird from the Paleogene La Meseta Formation, Seymour Island, Antarctica. *Polish Polar Reasearch, 15*(1-2): 15-20.

TASSINARI, C. 2000. Tectônica Global. *In*: TEIXEIRA, W.; TOLEDO, M. C. M.; FAIRCHILD, T. R. & TAIOLI, F. *Decifrando a Terra*. Oficina de Textos, São Paulo, p. 97-112.

TAYLOR, E. L. & TAYLOR, T. N. 1990a. Structurally preserved Permian and Triassic floras from Antarctica. *In:* TAYLOR, T. N. & TAYLOR, E. L. (eds.). *Antarctic paleobiology: Its role in the reconstruction of Gondwana*, New York, Springer-Verlag, p. 149-163.

TAYLOR, T. N. & TAYLOR, E. L. 1990b (eds.). *Antarctic paleobiology: Its role in the reconstruction of Gondwana*, New York, Springer-Verlag, *261*, p. 149-163.

TAYLOR, T. N. & TAYLOR, E. L. 1993. *The Biology and Evolution of Fossil Plants*. Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, USA, 982 p.

TAYLOR, E.; TAYLOR, T. N. & CÚNEO, R. 1992. The Present is not the key to the past: a polar forest from the Permian of Antarctica., The American Association for the Advancement of Science, USA, *Science, 257*: 1675-1677.

THOMSON, M. R. A.& BURN, R. W. 1977. Angiosperm fossils from latitude 70S. *Nature*, 269: 139-141.

THOMSON, M. R. A.; PANKHURST, R. J. & CLARKSON, P. D. 1983. The Antarctic Peninsula – alate Mesozoic–Cenozoic arc (review). *In*: OLIVER, R. L.; JAMES, P. R. & JAGO, J. B. (eds.). *Antarctic Earth Science*, Australian Academy of Science, Canberra, p. 289-294.

THOMSON, M. R. A. & TRANTER, T. H. 1986. Early Jurassic fossils from Central Alexander Island and their geological setting. *British Antarctic Survey Bulletin, 70*: 23-39.

TORRES, T. 1990. *Etude paleobotanique du tertiare de les Isles Roi George et Seymour, Antarctique*. These de Doctorat. Laboratoire de Paléobotanique et Evolution de Végétaux de L'Université Claude Bernard LYON, 290 p., 40 pl., 2 tomes.

TORRES, T. & MEÓN, H. 1990. Estudio palinológico preliminar de Cerro Fósil, Península Fildes, isla Rey Jorge, Antártica, *Série Científica del Instituto Antártico Chileno, 40*: 21-39.

TORRES, T. G. & MÉON, H. 1993. *Lophosoria* del terciario de la Isla Rey Jorge y Chile Central: origen y dispersión en el hemisferio Sur. *Serie Científica del Instituto Antártico Chileno, 43*: 17-30.

TORRES, T.; MARENSSI, S. & SANTILLANA, S. 1994. Fossil wood of Seymour Island, La Meseta Formation, Antarctica. Santiago de Chile. *Série Científica del Instituto Antártico Chileno, 44*: 35-38.

TROEDSON, A. L. & RIDING, J. B., 2002. Upper Oligocene to lowermost Miocene strata of King George Island, South Shetland Islands, Antarctica: Stratigraphy, facies analysis and implications for the glacial history of the Antarctic Peninsula. *Journal of Sedimentary Research, Section B: Stratigraphy and Global Studies, 72*(4): 510-523.

TRUSWELL, E. M. 1991a. Antarctica: a history of terrestrial vegetation. *In*: TINGEY, R. J. (ed.). *The Geology of Antarctica*. Oxford University Press, p. 499-537.

TRUSWELL, E. M. 1991b. Data report: palynology of sediments from Leg 119 drill sites in Prydz Bay, East Antarctica. *In*: MAZZULLO, E. K. & STEWART, N. J. (eds.). College Station, Texas A and M University. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, v. 119, p. 941-945.

TRUSWELL, E. M.; KERSHAW, A. P.; SLUITER, I. R. 1987. The Australian-south-east Asian connection: evidence from the palaeobotanical record. *In*: WHITEMORE, T. C. (ed.). Biogeographical Evolution of the Malay Archipelago Oxford University Press, Oxford, 32-49.

VAUGHAN, A. P. M.; PANKHURST, R. J. & FANNING, C. M. 2002. A mid-Cretaceous age for the Palmer Land event, Antarctic Peninsula: implications for terrane accretion timing and Gondwana palaeolatitudes. *Journal of the Geological Society, 159*: 113-116.

VIZCAINO, S. F.; BOND, M.; REGUERO, M. A. & PASCUAL, R. 1997. The youngest record of fossil land mammals from Antarctica; its significance on the evolution of the terrestrial environment of the Antarctic Peninsula during the Late Eocene. *Journal of Paleontology, 71*(2): 348-350.

WEAVER, S. D.; STOREY, B. C.; PANKHURST, R. J.; MUKASA, S. B.; DIVENERE, V. J. & BRADSHAW, J. D. 1994. Antarctica-New Zealand rifting and Marie Byrd Land lithospheric magmatism linked to ridge subduction and mantle plume activity. *Geology, 22*: 811-814.

WEBER, B.; THOMSON, M. R. A. & BUGGISCH, W. 1998. An Ordovician invertebrate fauna from the Blaiklock Glacier Group, Shackleton Range, Antarctica. *In*: GONDWANA 10: EVENT STRATIGRAPHY OF GONDWANA. Cape Town, South Africa. *Journal of African Earth Sciences, 27*(1A): 207.

WEISSEL, J. K.; HAYES, D. E. & HERRON, E. M. 1977. Plate tectonic synthesis: the displacements between Australia, New Zealand and Antarctica since the Late Cretaceous. *Marine Geology, 25*: 231-77

WILLAN, R. C. R. & HUNTER, M. A. 2005. Basin evolution during the transition from continental rifting to subduction: Evidence from the lithofacies and modal petrology of the Jurassic Latady Group, Antarctic Peninsula. *Journal of South American Earth Sciences, 20*: 171-191.

WING, S. L.; HARRINGTON, G. J.; SMITH, F. A.; BLOCH, J. I.; BOYER,D. M. & FREEMAN, K. H. 2005. Transient floral change and rapid global warming at the Paleocene-Eocene Boundary. *Science*, *310*: 993-996.

WOODBURNE, M. O. & ZINSMEISTER, W. J. 1984. The first land mammal from Antarctica and its biogeographic implications. *Journal of Paleontology*, *58*(4): 913-948.

WRONA, R. 2003. Early Cambrian mollusks from glacial erratics of King George Island, West Antarctica, *Polish Polar Research*, *3-4*: 181-216.

WRONA, R. 2004. Cambrian microfossils from glacial erratics of King George Island, Antarctica, *Acta Palaeontologica Polonica*, *49*: 13-56.

ZASTAWNIAK, E. 1981. Tertiary leaf flora from the Point Hennequin Group of King George Island (South Shetland Island, Antarctica). Preliminary Report. *Studia Geologica Polonica*, *72*: 97-108, 4 pls.

ZASTAWNIAK, E.; WRONA, R.; GAZDZICKI, A. & BIRKENMAJER, K. 1985. Plant remains from the top part of the Point Hennequin Group (Upper Oligocene), King George Island (South Shetland Islands, Antarctica). *Studia Geologica Polonica*, *81*: 143-164, VI estampas.

ZACHOS, J. C. 1994. From the greenhouse to the icehouse: a southern ocean perspective of Paleogene climate. *Oceanus*, *36*(4): 57-61.

ZINSMEISTER, W. J. 1982. Review of the Upper Cretaceous–Lower Tertiary sequence on Seymour Island, Antarctica. *Journal of the Geological Society*, *139*(6): 779-785.

ZINSMEISTER, W. J.; FELDMANN, R. M.; WOODBURNE, M. O. & ELLIOT, D. H. 1989. Latest Cretaceous/Earliest Tertiary Transition on Seymour Island, Antarctica. *Journal of Paleontology*, *63*(6): 731-738.

ZHOU, Z. & LI, H. 1994. Some Late Cretaceous plants from K ing George Island, Antarctica. *In*: SHEN YANBIN (ed.). *Stratigraphy and palaeontology of Fildes Peninsula, King George Island, Antarctica.* Monograph, Beijing Science Press, China, v. 3, p. 85-96.

32

Fósseis de Portugal

Miguel Telles Antunes
Ausenda Cáceres Balbino

O recrudescimento do interesse público pela Paleontologia é óbvio em Portugal. Não obstante as suas limitadas dimensões, o país é rico de fósseis desde tempos que antecedem o início da Era Paleozoica. Jazidas do maior interesse ocorrem de Norte a Sul. São notáveis as de trilobites e outros fósseis do Ordovícico de Valongo e Arouca, goniatites e vegetais do Carbonífero, dinossauros da Lourinhã, vertebrados miocênicos de Lisboa, fauna marinha e terrestre associada a um dos últimos homens de Neanderthal da Gruta da Figueira Brava ... além de muitos outros casos.

A recolha de fósseis tem sido efetuada há muito, desde a Pré-História. Por motivos talvez relacionados com rituais ou magia, dentes de tubarões miocênicos foram colhidos desde o Neolítico final, ca. de 3500 BP e depositados em necrópoles. Alguns evidenciam corte e polimento.

O conhecimento deve ter-se desenvolvido a partir do século XVII, através da ação das Academias que foram surgindo e de "Gabinetes" – coleções privadas ou de Instituições, incluindo o do Rei D. João V, no Paço da Ribeira, em Lisboa, destruído quando do megassismo de 1º de novembro de 1755. Os primeiros escritos que conhecemos devem-se a Teodoro de Almeida (1722-1804), Padre oratoriano – o autor aparentemente mais lido em Portugal em fins do século XVIII e logo depois, através da monumental "Recreasaõ Filozofica, ou Dialogo sobre a Filozofia Natural para instrusaõ de pessoas curiozas, que naõ frequentáraõ as aulas". No vol. VI (1762) afirma "Eu tenho visto inumeraveis amejoas, berbigoens, e outros mariscos convertidos em pedra, e em lugares de certaõ, e altos"... Primeiro, os jesuítas, depois outros: a elite altamente educada existente em Portugal foi forçada, na melhor hipótese, ao exílio pela férrea ditadura do Marquês de Pombal. Os trabalhos de Teodoro de Almeida sofreram. Voltariam, ele e outros, sob a égide benigna de D. Maria I, colaborando na fundação da Academia das Ciências de Lisboa.

Retornado a Portugal após mais de trinta anos na Cochinchina, onde vivia a exercer Medicina, o Jesuíta João de Loureiro, sócio da Academia de Ciências, deu contributo notável. De lá trouxe caranguejos fósseis, intensamente explorados e exportados para a China, onde faziam parte da farmacopeia e eram aplicados no tratamento de muitas doenças. Loureiro é pioneiro da Paleontologia. Antes da obra clássica de Georges Cuvier, às vezes tida como ponto de partida, foi publicada (em 1799, pela A.C.L.), uma memória em que, a par das supostas virtudes curativas, se preocupa com a própria gênese, ou seja, com a fossilização.

Há referências a fósseis em comunicações de José Bonifácio de Andrada e Silva, em particular ao descrever cortes em áreas ao Sul de Lisboa onde reativou minas de ouro desativadas desde a Idade Média (século XV).

Outras contribuições, nas primeiras décadas do século XIX, devem-se a britânicos, como Daniel Sharpe, ou ao alemão Wilhelm-Ludwig, Barão de Eschwege (1777-1855), que longamente atuou em Portugal e visitou o Brasil. É deste a Memória da Academia das Ciências publicada em 1831, com aditamentos de Alexandre Vandelli (1784-1859, o qual viria a falecer no Rio de Janeiro, para onde seguiu exilado após o triunfo do Liberalismo, em 1834); são figurados fósseis do Cretácico e vertebrados marinhos miocênicos.

O desenvolvimento da Paleontologia em Portugal passa por Francisco Pereira da Costa (1809-1889), Professor da Escola Politécnica (convertida em 1911 na Faculdade de Ciências de Lisboa) e membro da 2ª Comissão Geológica. Foi autor de memórias excelentes acerca de moluscos miocênicos, a par de trabalhos de interesse arqueológico. Outros se lhe seguiram – Joaquim Filippe Nery Delgado (1835-1908), cujo principal contributo diz respeito ao Paleozoico; Bernardino Antônio Gomes Filho (1806-1877), médico e pioneiro da Paleobotânica; Paul Choffat (1849-1919), suíço cuja carreira decorreu em Portugal, autor de obra portentosa sobre o Mesozoico e suas faunas; Jorge Berkeley Cotter (1845-1919), animador do estudo do Miocênico, sobretudo o da área clássica de Lisboa; Wenceslau de Lima (1859-1919) que, além de Primeiro Ministro, foi professor e investigador em Paleobotânica. Estes e uma plêiade de estrangeiros, na maioria franceses (Marquês de Saporta, Frédéric Roman, Perceval de Loriol e outros), deram origem a numerosas publicações, muitas suscitadas pelos Serviços Geológicos de Portugal, cuja atividade editorial foi notável. Destaca-se importante conjunto de memórias de qualidade, nada deixando a desejar relativamente às produções dos países mais evoluídos de então.

1908, morte de Delgado. 1919, mortes de Choffat, W. de Lima e Cotter. A retomada dos estudos paleontológicos, apenas com exceções menores, viria a surgir décadas depois, em boa parte graças ao patrocínio de João Carrington Simões da Costa (1891-1982), Professor da Universidade do Porto; e de Carlos Teixeira (1910-1982), Professor da Universidade de Lisboa, autor de obra copiosa, com realce para a Paleobotânica. A partir de 1937 houve reforço devido ao ingresso nos Serviços Geológicos de Georges Zbyszewski (1909-1999), russo de origem, francês por naturalização e que, como Choffat, fez carreira ao serviço do Estado Português. Devem-se-lhe numerosas publicações versando a paleontologia do Meso-Cenozoico, vertebrados e moluscos em especial, entre outros temas.

Tem havido desenvolvimento do interesse pela Paleontologia, centrado nos Serviços Geológicos e, com peso crescente, em Universidades – Lisboa, Universidade Nova de Lisboa, Coimbra, Porto e Évora (lista não exaustiva).

No concernente a relações com o Brasil, são de realçar remessas de fósseis, incluindo nódulos com peixes do Ceará, para o Real Museu da Ajuda. Alguns "sobrevivem" na coleção da Academia das Ciências de Lisboa; devem ter sido remetidos quando da grande expedição de Alexandre Rodrigues Ferreira, entre 1783 e 1792. Assim, terão sido colhidos muito antes das descobertas, às quais tem sido atribuída primazia, em tempo de Agassiz e outros. Alguns fósseis chegaram a ser "requisitados" para o Muséum National d'Histoire Naturelle de Paris graças à situação de força criada pela ocupação francesa e ao demasiado zelo, senão cumplicidade, de Domingos Vandelli, Diretor do Museu da Ajuda. O assunto merece melhor estudo.

Muito depois, há que recordar a oferta, pela Faculdade de Ciências da Universidade do Porto, de importante coleção de fósseis, minerais, rochas e espécimes arqueológicos de Portugal ao Museu Nacional do Rio de Janeiro. Resultou de iniciativa do antropólogo, Prof. Antônio Augusto Mendes Corrêa (1888-1960), que esteve no Rio em junho-julho de 1934. A coleção, organizada por Carrington da Costa, aproveita, em parte, colheitas de Antônio da Silva e Sousa Torres (1876-1958), naturalista do Museu da Universidade do Porto (1912-1919) e, depois, do Museu da Universidade de Lisboa.

Geologia de Portugal

Portugal é constituído por um soco antigo (Maciço Hespérico), afetado por múltiplas fases do ciclo orogênico varisco, onde se encontram unidades sedimentares, metamórficas e de rochas ígneas, sobretudo granitos, de idade pré-câmbrica e paleozoica, bem como por unidades estratigráficas que foram preenchendo bacias sedimentares diferenciadas no Mesocenozoico (figura 32.1). No Alentejo está exposta uma série câmbrica que, em Vila Boim, permitiu a colheita de fauna variada do Câmbrico Inferior, rica de trilobites.

Figura 32.1 Mapa Geológico de Portugal, simplificado.

Por outro lado, é ampla a repartição de sedimentos marinhos do Ordovícico. Em geral, começa por espessas assentadas de quartzitos com icnofósseis, como *Cruziana*; seguem-se unidades marinhas pelíticas com espetaculares faunas marinhas caracterizadas por numerosas e variadas trilobites, algumas de grande porte, braquiópodes, graptólitos (característicos, os *Didymograptus*), entre outros. Há empobrecimento no final deste período, talvez em relação com condições ambientais caracterizadas por regressão e vulcanismo.

No Silúrico, o predomínio de fácies marinhas euxínicas, representadas por pelitos ricos de matéria orgânica – a par da quase total ausência de calcários – está relacionado com a proximidade de um dos polos e do Continente de Gondwana, um pouco ao Sul. Estes contextos, caracterizados por temperaturas baixas, resultaram na escassez de diversos grupos de invertebrados, embora abundem formas pelágicas, com destaque para graptólitos.

Toda a área evolucionou em função dos deslocamentos das placas europeia e africana.

Intensamente fraturado, o Maciço Hespérico permitiu a instalação, no Paleozoico Superior, de bacias sedimentares com enchimento continental. O Maciço começou a emergir: entre o Devônico Superior e o Carbônico Médio, o regime marinho apenas perdurou no Sul; depois, os mares mantiveram-se afastados até o Jurássico Inferior.

É limitado o conhecimento da evolução geológica durante o Triásico. Verificou-se sedimentação continental em condições ambientais desérticas. No início do Jurássico assumiram relevância fenômenos de diapirismo e halocinese, que muito afetaram evaporitos depositados em lagunas.

No Jurássico Inferior, talvez algo antes, começou uma evolução de primacial importância: a 1ª gênese de um rifte, que corresponde a uma primeira abertura do Atlântico. Pode traduzir uma tendência para o desenvolvimento de oceanos orientados N-S, em contraste com mares como o de Tethys. Passou a haver importante deposição de sedimentos marinhos fossilíferos. Predominam margas e calcários, às vezes, dolomitos.

A sedimentação marinha prevaleceu no Jurássico Médio, com deposição de boa parte das rochas constituintes do Maciço calcário da Extremadura, com expansão de ampla plataforma calcária e colmatação da Bacia Lusitânica. Porém, as condições modificaram-se. Houve retomada da gênese de rifte (Oxfordiano até o Cretácico Inferior), acompanhada de diminuição das áreas sujeitas à sedimentação marinha. Com efeito, o Jurássico Superior é, em grande parte, continental. É conhecido internacionalmente como das áreas mais ricas de dinossauros e mamíferos, além de outros fósseis.

Prosseguiam, entretanto, atividades tectônicas enquadradas no ciclo orogênico alpino. No Cretácico Inferior, o regime marinho só se manteve num golfo entre Sintra e Setúbal. Diferenciaram-se novas bacias com enchimento continental, sobretudo de arenitos. As condições gerais parecem ter sido menos propícias aos dinossauros, mas, ainda assim, há ocorrências. Destacam-se pistas nas imediações do Cabo Espichel (Península de Setúbal), mais recentes do que outras do Jurássico Superior interpretadas pelos pescadores como pegadas da mula (= mua, em português arcaico) que transportou Nossa Senhora ou a Sua imagem desde o mar até o alto das arribas. Desta lenda resultaram atividades religiosas, incluindo peregrinações, desde pelo menos 1250,

bem como a construção da Capela de Nossa Senhora da Mua (século XV) e o Santuário (século XVII-XVIII).

No início do Cretácico Superior (Cenomaniano), verificou-se a maior das transgressões pós-paleozoicas. Os mares epicontinentais adquiriram enorme extensão, embora se mantivessem ilhas, entre as quais algumas áreas do Maciço Hespérico. Foi notável o desenvolvimento de bancos de rudistas, com amonites, gastrópodes e outros. Foram relevantes as consequências paleontológicas em meios marinhos e continentais, entre elas a extinção quase total dos grandes dinossauros, acompanhada pelo desenvolvimento de formas insulares de porte reduzido. A regressão subsequente resultou na restrição sucessiva da sedimentação marinha a um golfo na Beira Litoral. Houve emersão generalizada no final do Cretácico.

Durante o Cretácico terminal desenvolveram-se áreas úmidas semelhantes aos *Everglades* da Flórida, ricas de peixes, tartarugas, crocodilos e dinossauros anões.

O final do Cretácico é assinalado por vulcanismo intenso mais a Sul (Lisboa-Mafra). Tufos vulcânicos dão pálida imagem de uma fauna de gastrópodes, de restos de plantas e de vertebrados continentais.

Durante o Paleogênico manteve-se regime continental, salvo na Plataforma, onde ocorrem calcários com *Nummulites*. O Eocênico basal revelou-se rico de mamíferos na área do Baixo Mondego. Há afinidades com a América: pela última vez, eram possíveis comunicações continentais, evidenciadas por mamíferos, incluindo hiracotérios (os primeiros Equídeos, originários da América do Norte), gambás e outros. Modificações climáticas afetaram faunas e vegetação: a partir de condições tropicais no Cretácico terminal, verificou-se grande baixa de temperaturas, que só recuperaram no Eocênico, para decaírem a seguir.

O Neogênico assume excepcional importância na Bacia do Baixo Tejo. Alternância de episódios de transgressão marinha e de regressão permitiram acumulação de sedimentos ricos de fósseis marinhos e continentais: plantas, moluscos, foraminíferos, ostracodos e outros, a par de peixes marinhos e de água doce tropicais e de águas temperadas, répteis e mamíferos, desde enormes crocodilos a mastodontes e rinocerontes.

O Quaternário é marcado por uma sucessão de oscilações climáticas. Ocorrem faunas, com realce para elefantes, rinocerontes, ruminantes e outros a par de vestígios de atividade humana desde o Calabriano (ca. de 0,6 a 1,8 Ma). Incluem-se indústrias desde o Paleolítico antigo: "Pebble culture"/Pré-Acheulense; Acheulense; Paleolítico Médio/ Mustierense, atribuíveis a *Homo neanderthalensis;* Paleolítico Superior, produzidas pelo *Homo sapiens;* do Mesolítico, associadas às populações dos "concheiros", cujo paralelismo com os "sambaquis" é notório; autores de indústrias microlíticas, praticavam rituais de morte. Depois, foi a "revolução" do Neolítico, com o advento da agricultura e da pecuária. Houve renovação de técnicas e de instrumentos, em parte de pedra polida. Enfim, sucedem-se novas culturas.

Diversidade dos *Taxa*

Como se viu, Portugal é extremamente diversificado do ponto de vista geológico. Não surpreende que o seja no concernente à Paleontologia. Estão representados muitos *taxa*, do Pré-Câmbrico ao Quaternário.

A. Acritarcas

Terrenos pré-câmbricos da Série Negra (quartzitos negros) do Nordeste do Alentejo revelaram fósseis de invólucro orgânico atribuíveis a acritarcas, semelhantes a *Eomichrystridium*. Há acritarcas no Devônico do Alentejo (figura 32.2).

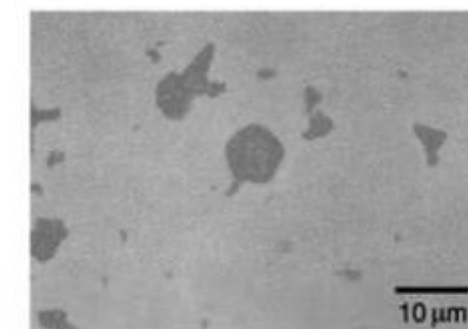



Figura 32.2 Acritarcas: *Eomichrystridium*? sp. Pré-câmbrico do Nordeste Alentejano (NE estação de Portalegre – Rio Caia) (Gonçalves & Palacios, 1984).

B. Dinoflagelados

Microfósseis celulósicos têm sido recolhidos; os dinoflagelados abundam e são muito diversificados no Mesozoico (Cretácico de Lisboa, p. ex.) e no Miocênico marinho da Bacia do Baixo Tejo (Lisboa-Península de Setúbal) (figura 32.3).

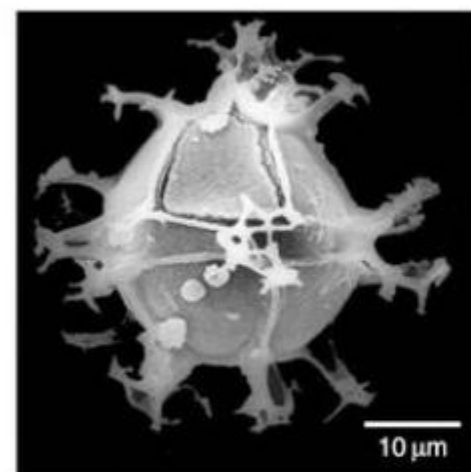



Figura 32.3 Dinoflagelados: *Hystrichosphaeropsis obscura*. Serravaliano, sondagem de Belverde (segundo J. Pais).

C. Nanoplâncton Calcário

É limitado o conjunto de dados acerca do nanoplâncton calcário em depósitos da Bacia do Baixo Tejo e do Algarve (Miocênico), bem como da região litoral de Caldas da Rainha (Pliocênico) (figura 32.4).

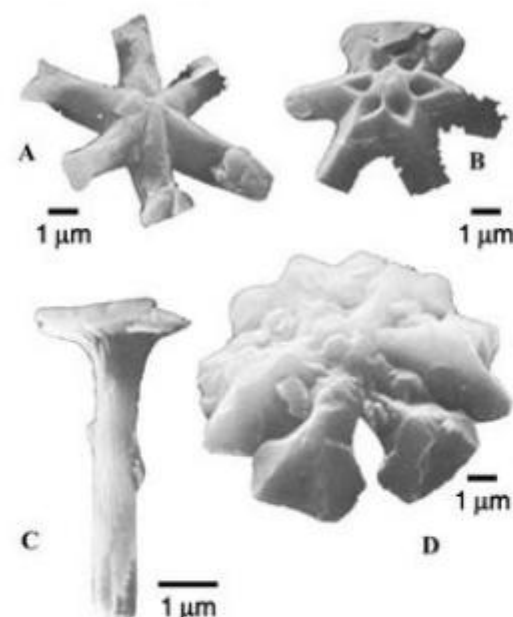



Figura 32.4 Nanoplâncton calcário: (A) *Discoaster molengraaffi*. (B) *Discoaster adamanteus*. (C) *Rhabdosphaera claviger*. (D) *Discoaster deflandrei*. Miocênico da plataforma continental ao largo da Península Ibérica (Fonseca, 1978).

D. Algas

Têm sido descritas Dasicladáceas jurássicas e do Cretácico. Rodófitas atribuíveis a *Lithothamnium* e outros gêneros são comuns no Neogênico marinho; constituem parte importante de calcários, alguns com expressão na geomorfologia de Lisboa, pois são o substrato de colinas. Foram registadas ocorrências de diatomáceas, em diatomitos que foram explorados (Pliocênico de Rio Maior) (figura 32.5A). Por outro lado, girogonitos de carófitas têm considerável interesse, até cronostratigráfico; exemplo, os de *Tectochara* do Paleocênico Superior? – Eocênico basal de Silveirinha, no Baixo Mondego, e do Miocênico continental do Ribatejo (figura 32.5B).

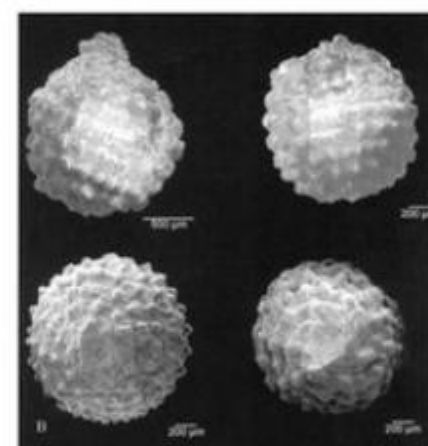



Figura 32.5 Algas: diatomácea. (A) *Cymbella lanceolata*, Plistocênico, diatomito de Alpiarça (Silva, 1947); carófita. (B) Girogonitos em vistas laterais (em cima) e basais de *Nitellopsis (Tectochara) dutemplei minor*, Paleocênico Superior? Eocênico basal de Silveirinha (Baixo Mondego) (segundo J. Pais, inéditas).

E. Pólen e Esporos

Estudos palinológicos têm vindo a dar excelentes resultados. Destacaremos os do Paleozoico Superior do Sul de Portugal, de níveis mesozóicos do Triássico ao Cretácico, e do Neogênico à Atualidade. Ilustram a importância das alterações climáticas que se foram sucedendo. Figuramos pólens (figura 32.6A, B) e esporos (figura 32.7A, B e C).

F. Macrorrestos Vegetais

O que sabemos dos mais antigos vegetais terrestres: impressões do Devônico de Barrancos (Alentejo) foram atribuídas a Psilofitíneas, o que não foi confirmado. Vegetais carreados aparecem em depósitos marinhos do Carbonífero Inferior do Baixo Alentejo e Algarve. Associações ricas foram detectadas em formações continentais, em parte correspondentes a antigas minas de carvão: Vestefaliano de Moinho de Ordem, no Alentejo; Vestefaliano, numa faixa desde Póvoa de Varzim até a região do Porto; Estefaniano, em S. Pedro da Cova (figura 32.8A) e Pejão, a Leste do Porto (Lemos de Sousa & Wagner, 1983); enfim, Estefaniano terminal do Buçaco (Wagner, Lemos de Sousa & Gomes da Silva, 1983). A flora mesozoica é muito rica. Além de restos triásicos, abundam vegetais, sobretudo, no Jurássico Superior (figura 32.8B) e em níveis cretácicos, até os que pouco antecedem a crise K-T. Além de restos foliares, há troncos silicificados como os de *Araucarioxylon*, de grandes dimensões; um serviu de pelourinho na Vila de Pederneira, perto de Nazaré. Elementos da flora dos últimos tempos do Cretácico estão representados na Bacia da Lousã (a E de Coimbra) (figura 32.8C) e na região de Aveiro. Elementos em comum estão presentes no Complexo vulcânico de Lisboa-Mafra. Enfim, há vegetais terciários. No Eocênico Superior de Naia (Tondela, Beira Alta) ocorrem troncos incarbonizados de fetos arbóreos e coníferas, muito radioativos por fixarem compostos uraníferos comuns na região. Porém, o máximo de riqueza de macrorrestos é proporcionado pelo Miocênico da Bacia do Baixo Tejo. No Miocênico Inferior, flora tropical inclui Bombacáceas, como os imbondeiros africanos, e o pau-de-canela/ *Cinnamomum*, entre outras. Passa-se, mais tarde, a associações miocênicas de clima temperado quente. Grandes troncos de *Juniperoxylon* foram explorados como lignito em Rio Maior (Plio-Plistocênico) (figura 32.8D).

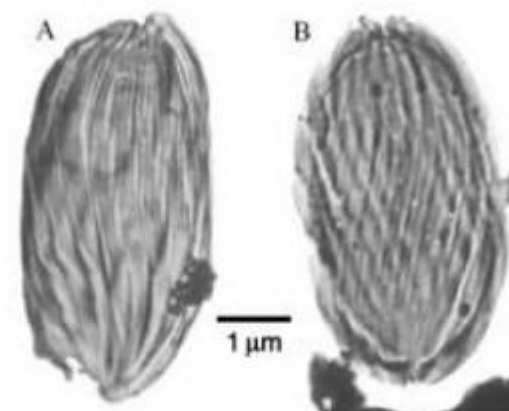



Figura 32.6 Poléns: (A) *Ephedripites* sp. (B) *Equisetosporites virginiaensis*, Aptiano – Albiano, Almas do Juncal (Montemor-o-Velho) (Pais & Trincão, 1983).

Figura 32.7 Esporos: (A) e (B) *Costatoperforosporites foveolatus*, Aptiano – Albiano, Almas do Juncal (Montemor-o-Velho) (Pais & Trincão, 1983). (C) *Bombacacidites* sp., Miocênico Inferior (Aquitaniano) de Benfica, Lisboa, escalas gráficas indicadas (Pais, 1981).

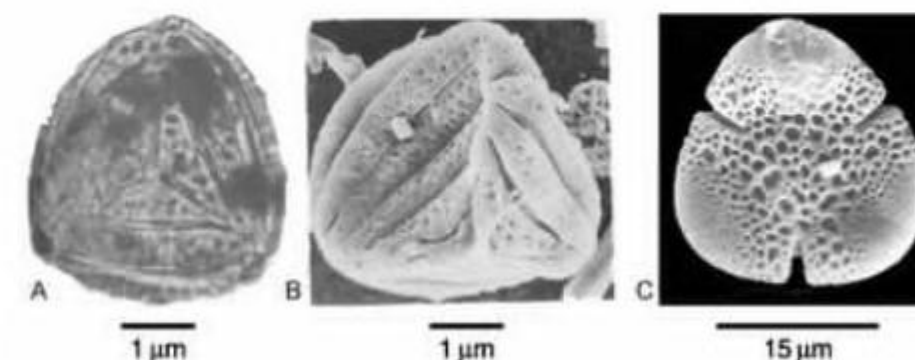
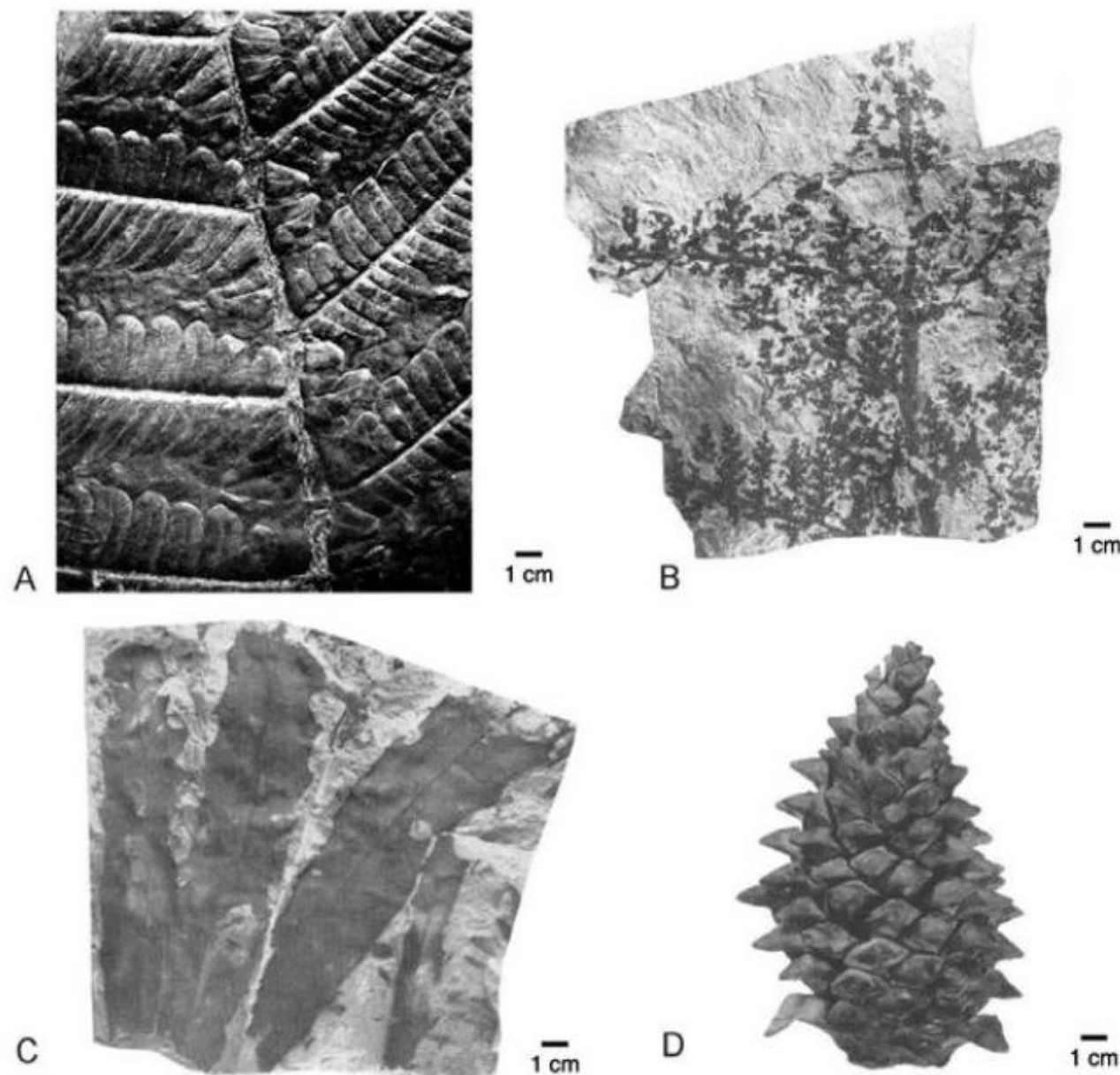



Figura 32.8 Macrorrestos vegetais: (A) *Callipteridium gigas*, Estefaniano de São Pedro da Cova (Porto) (Teixeira, 1951). (B) *Cupressinocladus micromerum*, Oxfordiano, Cabo Mondego (Pais, 1998). (C) *Dewalquea lusitanica*, Cretácico Superior, Buçaco (Teixeira, 1950). (D) Pinha de *Pinus* sp., Plio-Plistocênico de Rio Maior (segundo J. Pais, inédito).

G. Foraminíferos

Dentre os microfósseis, quase nada há a dizer de radiolários. Ao contrário, é grande a riqueza de foraminíferos. Os mais antigos são Fusulinídeos do Carbonífero Inferior do Algarve. Abundam no Jurássico e no Cretácico; dentre os do Cretácico, podem destacar Paleorbitolinas e Alveolinídeos. Tem progredido o conhecimento dos foraminíferos, *in shore* e na Plataforma continental. Pouco há que referir quanto ao Paleogênico; não há depósitos emersos, ainda que os haja na Plataforma, com *Nummulites*. O Neogênico e o Quaternário são ricos de foraminíferos, bentônicos (figura 32.9A) e planctônicos (figura 32.9B, C e D). No Miocênico, passou-se de associações tropicais com *Miogypsina* e Heterosteginídeos, correspondendo a pequenas profundidades e águas quentes (como no Golfo da Guiné), a outras, indicativas de níveis térmicos mais baixos devidos a aumentos de profundidade e a decréscimos de temperatura. Por outro lado, na série miocênica de Lisboa ocorrem níveis de fácies salobra com numerosos indivíduos de poucas espécies, com destaque para o clássico *Streblites beccarii*. Amostragem na Plataforma mostrou-se rica de foraminíferos, em grande parte quaternários.

H. Espongiários

A parte referências a representantes mesozoicos, importa recordar espongiários (entre os quais esponjas siliciosas em bioermas) do Jurássico e espongolitos no Miocênico do Algarve.

I. Coraliários

Escasseiam os coraliários paleozoicos, ahermatípicos, representados por pólipos isolados no Carbônico Inferior do Algarve. Ocorrem associações espetaculares de hexacoraliários em calcários coralícos do Jurássico, que têm sido explorados (Vila Franca de Xira, por ex.). Pouco há a respeito de coraliários cretácicos. Os últimos de que há registo provêm do Miocênico: o derradeiro recife-barreira constituiu-se graças a coraliários hermatípicos no Miocênico Inferior de Lisboa-Península de Setúbal, enquanto que mais tarde predominam coraliários ahermatípicos (figura 32.10A e B).

J. Briozoários

Os mais antigos são do Devônico Inferior de Rates (Póvoa de Varzim), que deu bons exemplares de *Fenestella*. Faltam estudos acerca de briozoários mesozoicos. Abundam no Neogênico. É de destacar o recife, em grande parte constituído por colónias incrustantes de briozoários, que a Municipalidade de Lisboa protegeu no Bairro de Campo de Ourique. Outros depósitos ricos datam do fim do Miocênico Inferior (Lisboa) e do Pliocênico de Caldas da Rainha a Pombal (figura 32.11A e B).

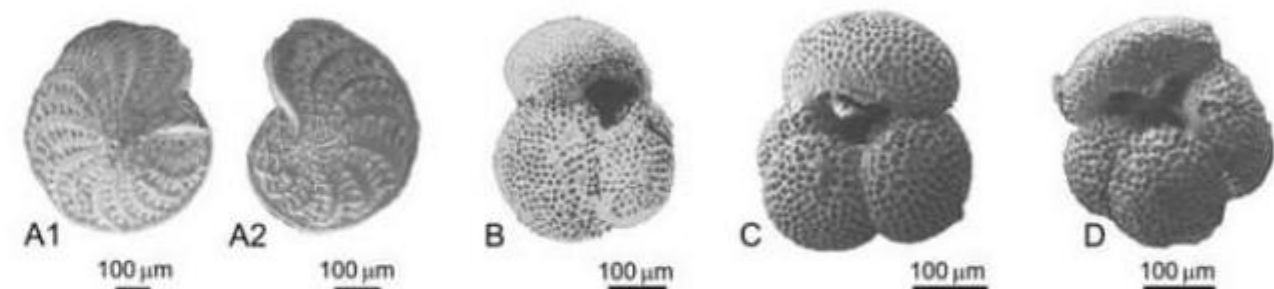



Figura 32.9 Foraminíferos bentônicos: (A1 e A2) *Elphidium*, Bacia do Baixo Tejo (Lisboa – Península de Setúbal, em numerosas localidades). Foraminíferos plantônicos: (B) *Globigerinoides sacculifer*. (C) *Globoquadrina baroemoenensis*. (D) *Globoquadrina dehiscens*. Bacia do Baixo Tejo (Lisboa – Península de Setúbal, em numerosas localidades) (Legoinha, 2001).

Figura 32.10 Coraliários: (A) *Flabellum basteroti*. Serravaliano VI-c, via rápida para Costa de Caparica (km 5). (B) *Eupsammia cylindrica*. Serravaliano VI-a, via rápida para Costa de Caparica (Antunes & Chevalier, 1971).

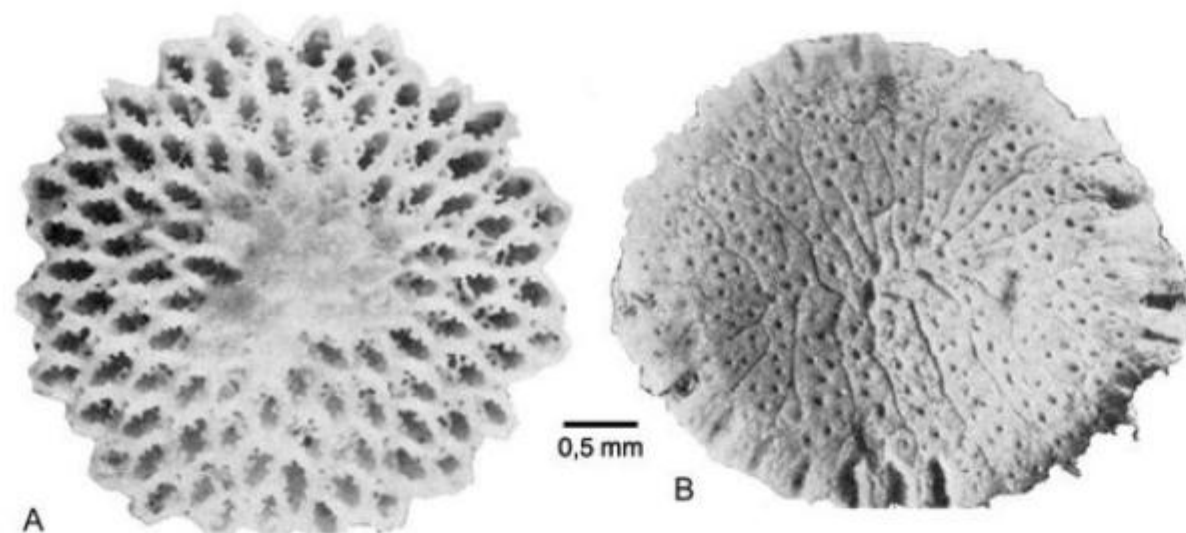



Figura 32.11 Briozoários: (A) *Cupuladria haidingeri*. (B) *Lunulites conica*. Ambos do Pliocênico de Carnide (Pombal) (Carvalho, 1971).

K. Braquiópodes

Os primeiros datam de fins do Câmbrico Inferior (Vila Boim, Alentejo). Grandes lingulídeos (*Lingulella major* Teix.) foram colhidos no "Complexo Xistograuváquico" anteordovícico, no Marão, Norte de Portugal (figura 32.12A); foram considerados pré-câmbricos, mas não é de excluir idade câmbrica, como mostra a ocorrência de trilobites não longe. Outros, como *Orthis*, abundam no Ordovícico Médio (Landeiliano) de Valongo (a E do Porto), Buçaco e outros locais. Maior abundância e diversificação, com realce para os Espiriferídeos, verifica-se no Devônico Inferior (figura 32.12B) e Médio. Pouco há quanto ao Carbonífero marinho. No Jurássico abundam Terebratulídeos e Rinconelídeos, embora a diversidade dos braquiópodes seja muito menor que no Paleozoico. São muito menos os representantes cretácicos. No Miocênico de Lisboa/ Península de Setúbal há raríssimos lingulídeos e outros braquiópodes. Foi verificada a presença de terebratulídeos no Pliocênico de Caldas da Rainha.

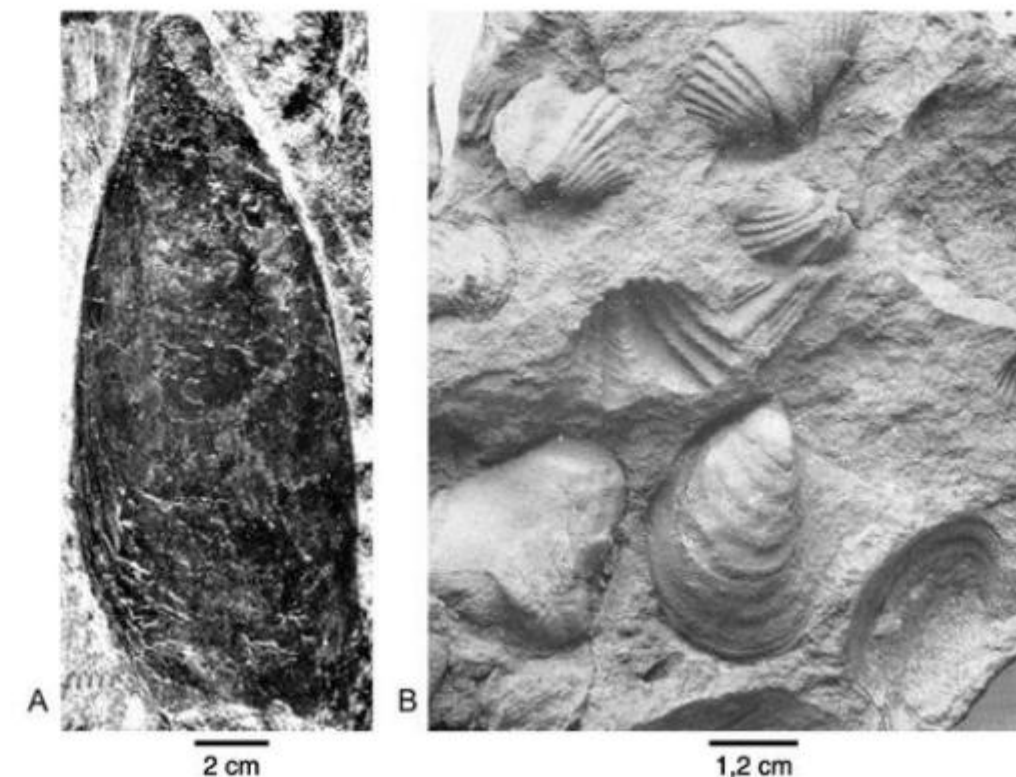



Figura 32.12 Braquiópodes: (A) *Lingulella major*, Formações anteordovícicas do Marão (Teixeira, Ribeiro & Silva, 1964). (B) *Hysterolites hystericus, Brachispirifer rousseaui* e *Athyris* cf. *globula*, todos do Devônico Inferior de Dornes (Perdigão, 1979).

L. Vermes

Há rastos atribuíveis a vermes no Paleozoico do Alentejo, bem como estruturas em rochas sedimentares mesocenozoicas e tubulações calcárias atribuíveis a serpulídeos, sobretudo no Miocênico.

M. Moluscos

O registro comporta numerosas associações. Ocorrem bivávios arcaicos no Câmbrico Inferior de Vila Boim. No Paleozoico, há ocorrências características de lamelibrânquios, como *Posidonia*, em níveis do Carbonífero Inferior marinho, e de *Anthracomya* no Carbonífero Superior continental. Há que referir, pelo interesse estratigráfico, cefalópodes: Ortoceratídeos (a partir do Ordovícico) e Amonoides – com uma espetacular sucessão de associações de Climénias (Devônico Superior) e de Goniatites no Carbonífero marinho do Sul do País.

As faunas mesozoicas foram estudadas por Choffat, R. Mouterde, R. Rocha e outros. São ricas de lamelibrânquios (figura 32.13A), gastrópodes e cefalópodes. Além de *Belemnites* e náutilos, abundam amonites, que permitiram estabelecer uma zonação fina do Jurássico e do Cretácico. Há variadíssimas amonites no Jurássico Inferior (figura 32.13B), com menos ocorrências e menor variedade a partir daí; escassas no Cretácico (figura 32.13C), ocorrem até quase final do período (*Hoplitoplacenticeras*, Campaniano Superior). O final do Cretácico (Maastrichtiano de Aveiro-Taveiro, Complexo Vulcânico de Lisboa-Mafra) é marcado por lamelibrânquios de água salobra ou doce, e por interessantes associações de gastrópodes em tufos vulcânicos.

Pouco há a referir acerca do Paleogênico; estão representados gastrópodes de água doce ou terrestres, e raríssimos lamelibrânquios. As faunas miocênicas marinhas destacam-se pela riqueza (há também representantes não marinhos); têm sido descritas por pioneiros da Paleontologia portuguesa, como F. Pereira da

Costa (figura 32.13D), Jorge Berkeley Cotter e outros. As do Miocênico de Lisboa-Península de Setúbal e do Miocênico terminal de Cacela (Algarve) são ricas de gastrópodes e lamelibrânquios, enquanto os cefalópodes apenas estão representados comumente por peças mandibulares de decápodes e octópodes; é curiosa a ocorrência dos últimos náutilos *(Aturia aturi)*, raríssimos, no Miocênico Inferior. Há faunas malacológicas oligoalinas e dulçaquícolas (lacustres e fluviais) no Miocênico; e algumas faunas pliocênicas e quaternárias.

N. Artrópodes (s.l.)

As trilobites ocorrem em Portugal desde o Câmbrico, no Georgiano Superior de Vila Boim (figura 32.14A). Houve descobertas de trilobites câmbricas em Trás-os-Montes, nas assentadas superiores do Complexo Xistograuváquico Anteordovícico. Porém, as ocorrências mais ricas são ordovícicas, desde o Ordovícico Inferior (quartzitos armoricanos com pistas do tipo *Cruziana* e outros), ao Médio – sobretudo Landeiliano. Trata-se de xistos com magníficos exemplares, encontrados em Valongo (figuras 32.14B, C, D, E) em Arouca (onde foi organizado um Museu monográfico onde, entre outras, estão representadas formas gigantes) e no Buçaco, além de outros sítios. Poucas há do Ordovícico Superior e Silúrico; a proximidade do Continente de Gondwana e do polo podem ter contribuído para a rarefação das trilobites. O Devônico Inferior é rico. Poucos restos ocorrem no Devônico Médio e Superior. Rareiam restos dos últimos grupos de trilobites no Carbonífero do Sul de Portugal.

O estudo dos ostracodos é desigual. Conhecem-se formas do Ordovícico, por exemplo, *Beyrichia;* vão sendo melhor conhecidas associações do Jurássico, do Cretácico e do Miocênico (figura 32.14F).

Os conchostráceos estão menos representados. Alguns ocorrem no Carbonífero Superior e no Triássico.

Há crustáceos no Mesozoico, em particular no Cretácico, e no Miocênico, com faunas variadas. *Achelous delgadoi* é espécie característica do Miocênico Inferior de Lisboa (figura 32.14G).

Quanto aos insetos, registram-se ocorrências no Neogênico e, com relevância, no Carbonífero do Norte de Portugal (Pejão, S. Pedro da Cova e Valdeão), incluindo várias formas (figura 32.14H), entre as quais alguns blatídeos.

Enfim, foi registrado um gigantostráceo, *Eurypterus douvillei*, no Estefaniano Superior do Buçaco.

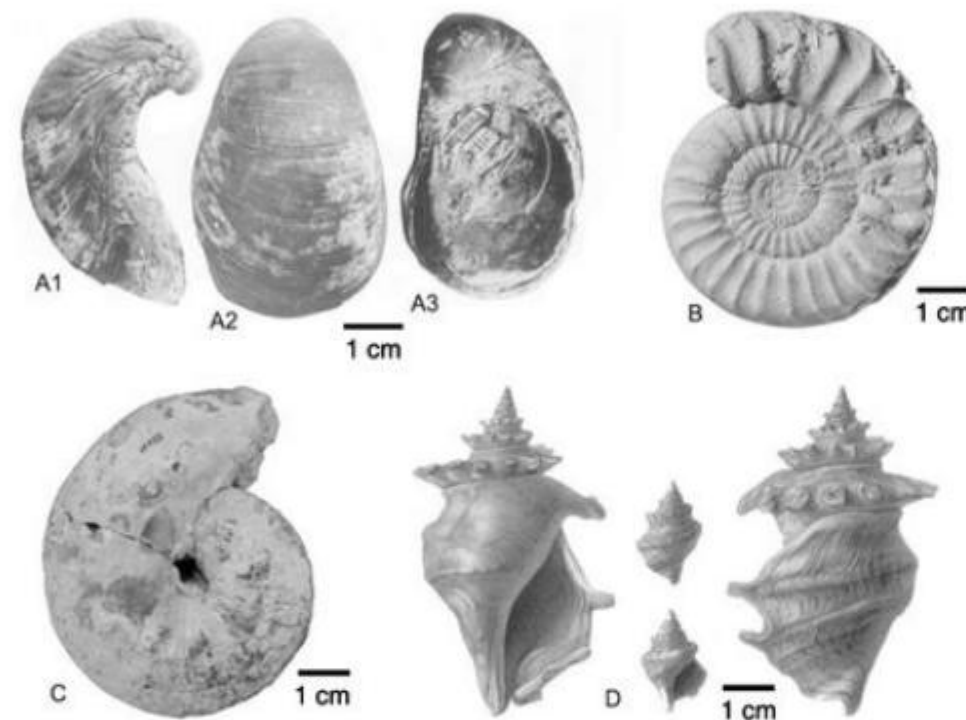



Figura 32.13 Moluscos: (A1, A2, A3) *Gryphaea obliqua*, Lotaringiano Superior de Anadia (Mouterde & Rocha, 1981). (B) *Acanthopleuroceras lepidum*, Liássico/Carixiano Médio, Peniche (Dommergues & Mouterde, 1981). (C) *Neolobites vibrayeanus*. Cenomaniano Superior do Baixo Mondego; amonite com sutura muito simples, de tipo goniatítico (Callapez, 1998). (D) *Pereiraia gervaisi*, Serravaliano, Margueira (Cova da Piedade, Almada), jovem e adulto (Pereira da Costa, 1867).

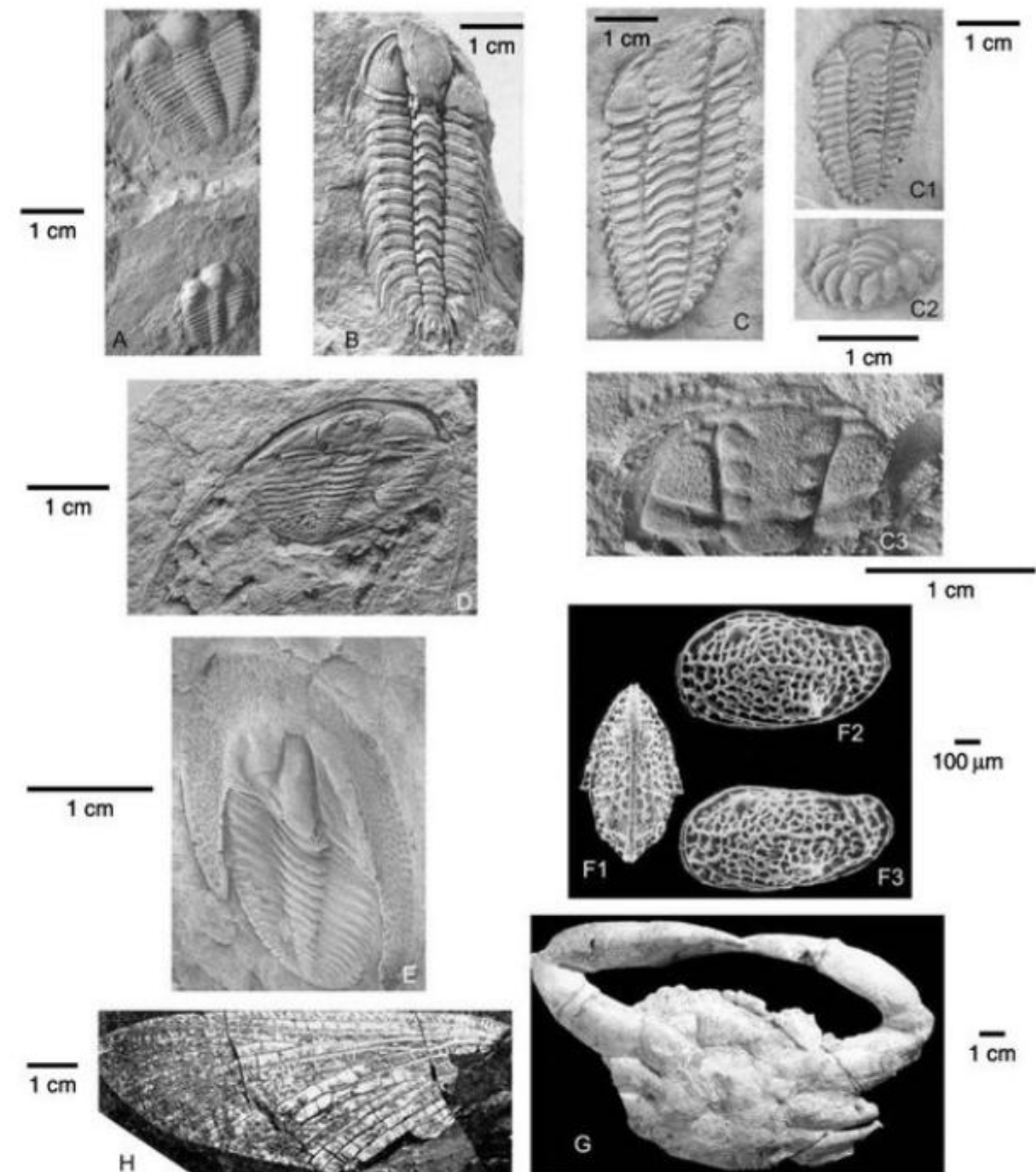



Figura 32.14 Artrópodes: (A) *Hicksia elvensis*, Câmbrico Inferior (Georgiano) de Vila Boim (Teixeira, 1952). (B) *Actinopeltis (Valongia) wattisoni*. (C) *Placoparia tourneminei*: (C1) molde interno; (C2) molde interno do pigídio; (C3) molde externo do cefalão. (D) *Dionide formosa*, molde interno (Curtis, 1961). (E) *Eoharpes cristatus*, molde externo; (B) a (E) Ordovícico de Valongo (Tauber & Reis, 1994). Ostracodos: (F) *Loxoconcha (Sagmatocythere) bonaducea*, carapaças: (F1) vista dorsal, fêmea; (F2) valva esquerda de fêmea, vista lateral externa; (F3) valva esquerda de macho, vista lateral externa; Aquitaniano, Avenida 5 de Outubro, Lisboa (Nascimento, 1978). Crustáceo decápode: (G) *Achelous delgadoi*. Aquitaniano, Igreja do Santo Condestável (Campo de Ourique, Lisboa) (Antunes, 1959). Insetos: (H) *Lusiella fariai*, impressão negativa da asa direita; Xistos negros do Pejão, Carbonífero continental (Laurentiaux & Teixeira, 1958).

O. Equinodermes

Peças isoladas de crinoides ocorrem no Carbonífero Inferior do Sul de Portugal. No Jurássico e no Cretácico podem destacar faunas ricas de crinoides e, sobretudo, de ouriços, entre os quais *Hemiaster*, frequentes no Cenomaniano da região de Lisboa; tais fósseis, "em cruz e com manchas de sangue" [óxidos de ferro] eram considerados como pedras utilizadas na lapidação dos três jovens, os Santos Mártires de Lisboa – ocorrência, segundo antiga lenda, verificada no século IV (figura 32.15). Podem registrar memórias de qualidade excelente produzidas em fins do século XIX por P. de Loriol. Abundam ouriços no Miocênico.

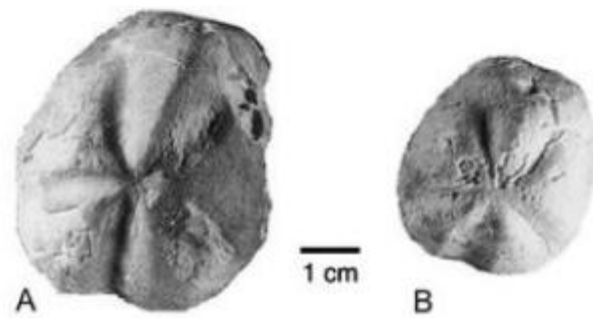



Figura 32.15 Equinodermes: (A e B) *Hemiaster scutiger*. Cenomaniano, Alcântara (Lisboa) (Antunes & Cunha, 1991).

P. Graptólitos

Ocorrem desde o Ordovícico Inferior. Gênero dos mais típicos do Ordovícico é *Didymograptus*, frequente em Valongo e no Buçaco, também encontrado no Alentejo. O Silúrico é rico de graptólitos, entre os quais *Monograptus*, *Testograptus* e *Oktavites* (figuras 32.16A e B). Ocorrem, fundamentalmente, em rochas siliciosas (ftanitos), na forma de moldes reproduzindo a morfologia sem distorções; em xistos argilosos, representativos de fácies euxínicas, às vezes tão carregados de matéria orgânica que foram, erradamente, alvo de prospecção de carvão, onde os graptólitos conservam matéria original mas se apresentam esmagados. Proporcionam datação fina. Muito após os estudos fundamentais de Nery Delgado e de C. Romariz, foram caracterizadas associações do Devônico Inferior, o que era excluído *a priori* já que se admitia a extinção, exceto a dos dendroides, no fim do Silúrico.

Q. Cordados/Conodontocordados

As ocorrências mais relevantes, até pelo significado cronostratigráfico, são as de conodontes. No Alentejo, permitiram caracterizar o Devônico Médio (figuras 32.17A e B) e melhor datar outras unidades até o Carbonífero.

R. Cordados/ Vertebrados

As faunas de vertebrados, quase desconhecidas no Paleozoico e pobres no Triássico, são variadas no Jurássico e de excepcional valia no Jurássico Superior, como as da Lourinhã. Escassas no Cretácico Inferior, são ricas no Cretácico terminal de Taveiro a Aveiro. Há diversas associações paleogênicas, excepcional a do ?Paleocênico final–Eocênico basal de Silveirinha, com afinidades norte-americanas, seguindo-se outras até o Eocênico Superior, contemporâneas do Ludiano de Montmartre (Bacia de Paris). Após um hiato correspondente ao Oligocênico, ocorrem vertebrados no Miocênico, a maioria na Bacia do Tejo. Há faunas quaternárias até a última glaciação (Würm), contemporâneas do *Homo neanderthalensis* (Paleolítico Médio) e dos *H. sapiens* do Paleolítico Superior. A partir do Mesolítico, as associações são desprovidas de elefantes, rinocerontes, leão das cavernas, panteras e hienas, entre outras formas. A partir de então interessam sucessivas extinções: a do touro bravo ou **auroque** *(Bos primigenius)*; e, em fins da Idade média, as do **zebro** *(Equus hydruntinus)*, do **veiro** (termo medieval português, depois substituído por castor, introduzido por via erudita – *Castor fiber)* e do **harda** (termo medieval de origem berbere, substituído por esquilo – *Sciurus vulgaris)*. A do **husso** ou urso pardo *(Ursus arctos)*, verificou-se em 1650 e a da cabra do Gerês *(Capra pyrenaica lusitanica)* em fins do século XIX.

S. Agnatas e Peixes

Vertebrados inferiores provêm do Devônico basal de S. Félix (Póvoa de Varzim). Foram descritos por Priem (1910), mas não revistos. Prospecções em 1975 permitiram reencontrar as camadas fossilíferas, pelo que novos desenvolvimentos parecem possíveis.

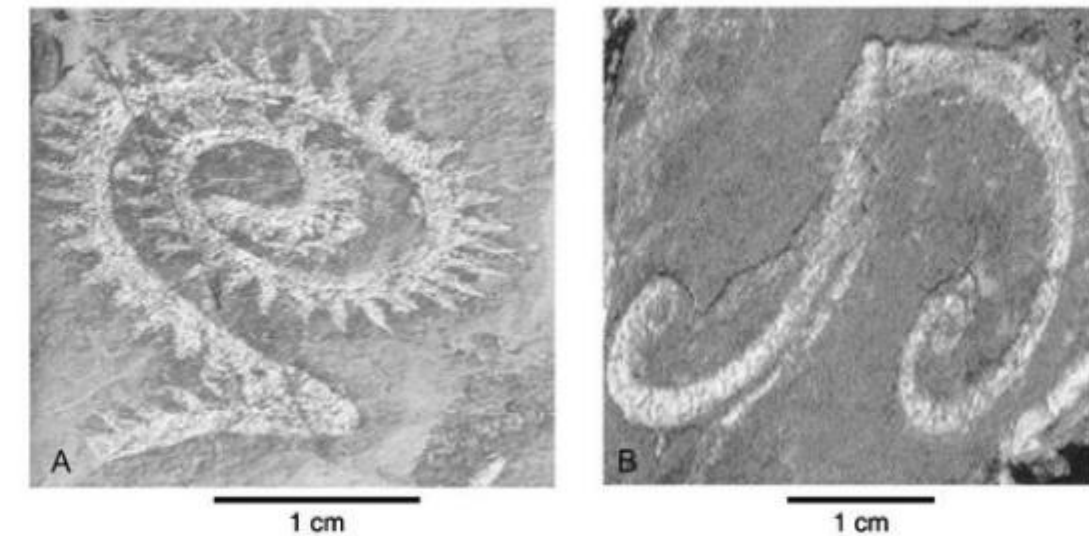



Figura 32.16 Graptólitos: (A) *Oktavites spiralis*, Biozona de Oktavites spiralis, e (B) *Testograptus testis*, Biozona de *Cyrtograptus lundgreni*; Silúrico, Barrancos (segundo M. Piçarra, inéditos).

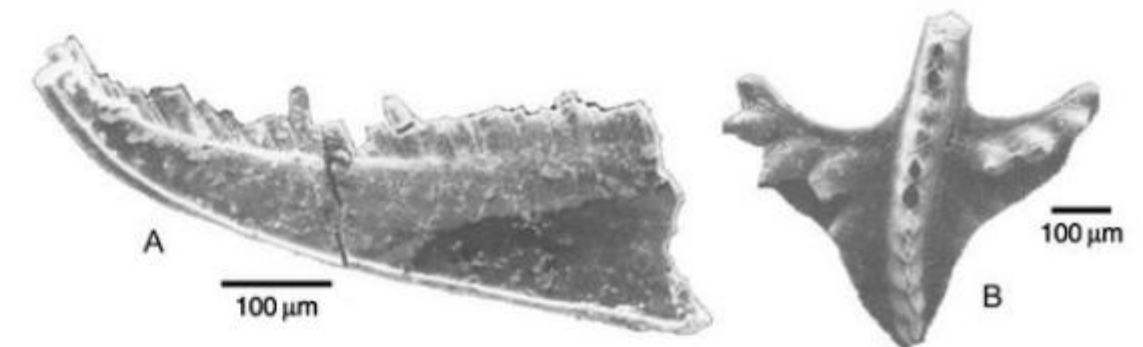



Figura 32.17 Cordados/Conodontocordados: (A) *Belodella resima* e (B) *Ancyrodella nodosa*. Proximidades da estação de Cabrela (Vendas Novas) (Boogard, 1983).

Há peixes marinhos no Liássico, incluindo actinopterígios, em S. Pedro de Muel (figura 32.18A). São variadas as associações de peixes do Jurássico Superior e do Cretácico Inferior onde, a par de seláceos, aparecem actinopterígios, com predomínio de holósteos. Estes são parte menor das faunas do Cenomaniano, quando se verifica acréscimo de actinopterígios mais avançados. Escasseiam dados quanto a outros peixes. No Cretácico terminal é de destacar a fauna de água doce ou algo salobra da Beira Litoral (Aveiro-Taveiro), área que lembrava os *Everglades* da Flórida. Afinidades "americanas" são evidentes, como a presença de *Amia* e de holósteos semelhantes ao *alligator gar (Atractosteus)*. No Paleocênico Superior – Eocênico basal de Silveirinha há percomorfos de água doce. No Miocênico de Lisboa – Península de Setúbal, ocorrem faunas ictiológicas muito ricas, marinhas na maior parte. Há as litorais, inicialmente comparáveis às do Golfo da Guiné – Senegal, com tubarões estenotérmicos de águas quentes *(Ginglymostoma, Hemipristis, Galeocerdo, Negaprion* e outros). No Miocênico Superior há decréscimo térmico. Termo de comparação seria o Atlântico junto da Mauritânia. Escasseiam ou faltam aqueles gêneros e passam a predominar outros tubarões, como os *Isurus*. Fácies euxínicas, em parte correspondentes a maiores profundidades,

deram seláceos e teleósteos. Além disso, o Miocênico Inferior proporcionou peixes de água doce de tipo sudanês-etiópico, com um *Lates* (gênero a que pertence a perca gigante do Nilo) e bagres *(Arius)*. Aridez crescente no Miocênico Superior resultou em empobrecimento da fauna de peixes não marinhos, reduzida praticamente a pequenos ciprinídeos. Dados recentes permitiram caracterizar uma fauna marinha do Miocênico terminal (Bacia de Alvalade, Alentejo) (figuras 32.18B1, B2 e B3), incluindo representantes evoluídos de gêneros, como *Carcharhinus* e *Dasyatis*. É curiosa a ocorrência do último Characinídeo europeu, representando um grupo essencialmente sul e centro-americano na atualidade.

T. Anfíbios

Os primeiros depósitos mesozoicos, continentais, com predomínio de arenitos vermelhos, eram reputados estéreis (excetuado o caso de raros restos vegetais). Com base em conchostráceos e na palinologia, os níveis mais altos foram datados do Triássico Superior. A situação alterou-se com a descoberta perto de Silves (Algarve) de estegocéfalos que lembram outros do Triássico Inferior da Catalunha (Espanha) – idade que, afinal, corresponde à parte inferior dos Arenitos de Silves. Há associações de anfíbios no Jurássico Superior, estando estudados os da célebre jazida de Guimarota (Leiria). Outros ocorrem no Cretácico terminal de Aveiro-Taveiro, bem como no Miocênico Superior continental da bacia do Tejo.

U. Répteis

O Liássico deu restos de ictiossauros e plesiossauros. Os quelônios estão bem representados no Jurássico *(Plesiochelys* e outros gêneros). É notável a ocorrência de pleurodiros no Cretácico terminal de Aveiro: *Rosasia soutoi*, de que um dos exemplares foi atacado e mordido por um Crocodilo (figura 32.19).

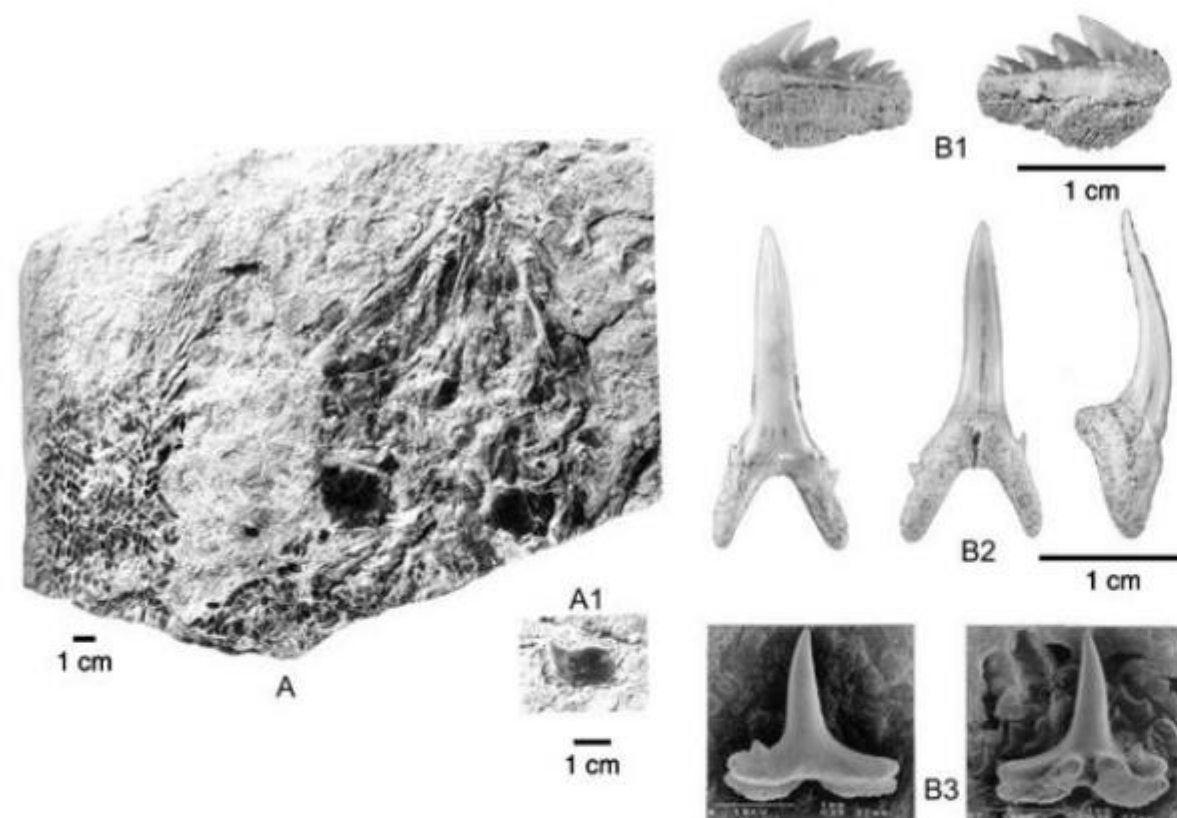



Figura 32.18 Peixes: (A) *Furo* cf. *orthostomus*; (A1) escama da região anterior do tronco, Liássico Inferior de S. Pedro de Muel (Antunes & Wenz, 1981). (B) Seláceos; (B1) *Notorhynchus primigenius;* (B2) *Carcharias acutissima* (Balbino, 1995); e (B3) *Paragaleus antunesi* (Balbino & Cappetta, 2000). Escalas gráficas indicadas. Miocênico terminal da Bacia de Alvalade (Alentejo).

Os Squamata estão bem representados no Jurássico Superior, em especial da Guimarota. Serpentes arcaicas *(Simoliophis)* e mosassauros ocorrem no Cretácico. O Cretácico terminal deu lagartos e serpentes, de que ocorre uma rica associação no ?Paleocênico-Eocênico basal de Silveirinha. Por outro lado, o Miocênico Inferior e Médio da Bacia do Tejo produziu, em Lisboa, restos de lagartos, com destaque para um grande *Iberovaranus* (figura 32.20) a par de uma jiboia (Cf. *Bavarioboa* sp.) e outros ofídeos, entre os quais víboras de tipo oriental, *Vipera* sp. Uma vez mais, é uma associação tropical.

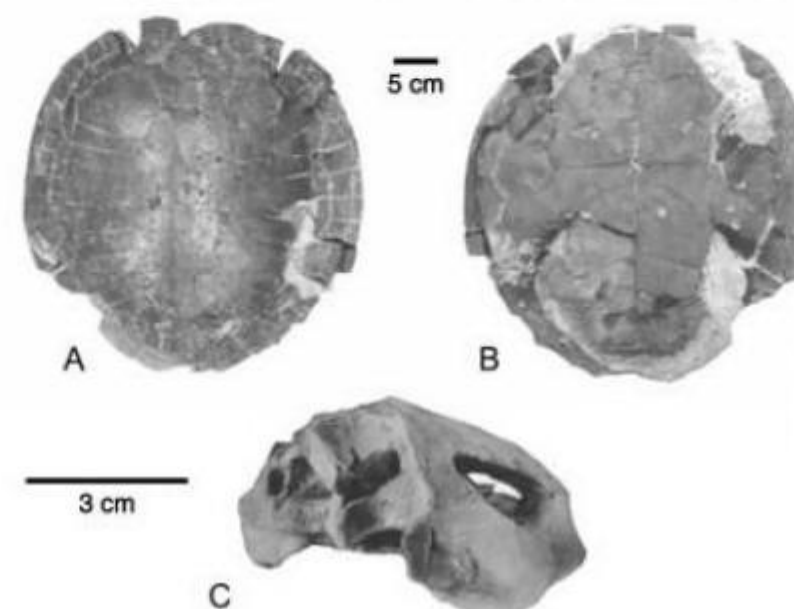



Figura 32.19 Répteis: Quelônio, *Rosasia soutoi:* (A e B) Carapaça, faces dorsal e ventral. (C) Crânio, face lateral direita, escalas gráficas indicadas, Cretácico terminal de Aveiro (Antunes & Broin, 1988).

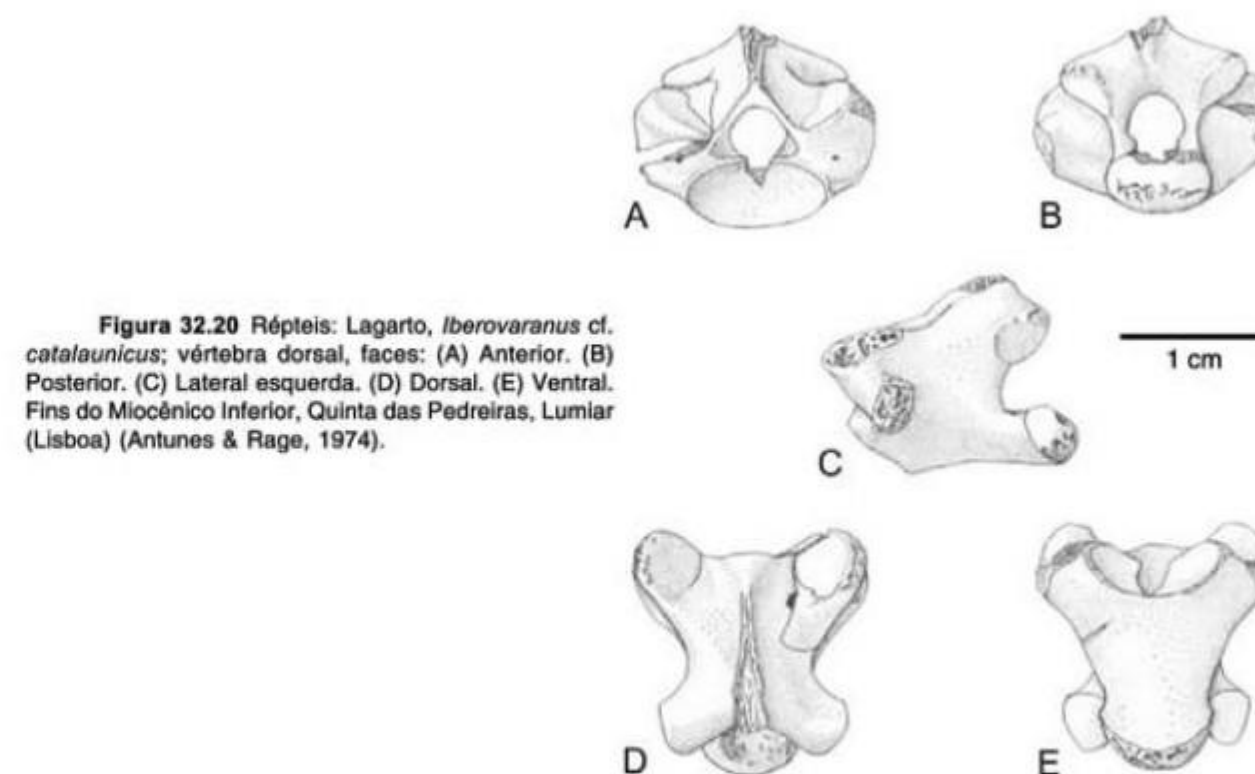



Figura 32.20 Répteis: Lagarto, *Iberovaranus* cf. *catalaunicus*; vértebra dorsal, faces: (A) Anterior. (B) Posterior. (C) Lateral esquerda. (D) Dorsal. (E) Ventral. Fins do Miocênico Inferior, Quinta das Pedreiras, Lumiar (Lisboa) (Antunes & Rage, 1974).

Quanto aos Crocodylia, recorde-se um crânio de crocodilo longirrostro do Liássico Superior de Tomar (figura 32.21) reportado a *Mystriosaurus bollensis;* suscitou, talvez pela primeira vez, a discussão do caráter plesiomórfico das aberturas pré-orbitárias. Crocodilos (e Pterossauros) estão representados no Jurássico Superior e no Cretácico. No Eocênico, destaca-se um grande mesossuquiano carnívoro, terrestre: *Iberosuchus*, afim de crocodilídeos bem representados no Brasil *(Baurusuchus)* (figura 32.22). Enormes crocodilos de tipo moderno, de origem asiática, *Tomistoma lusitanica* (que podem estar na origem dos *"Gavialosuchus"* do SE da América do Norte) e *Gavialis*, eram frequentes no Miocênico Inferior e Médio de Lisboa; raros no Miocênico Superior, eram os últimos representantes de um grupo que a degradação climática não mais permitiu existirem na área em causa (figura 32.23).

10 cm

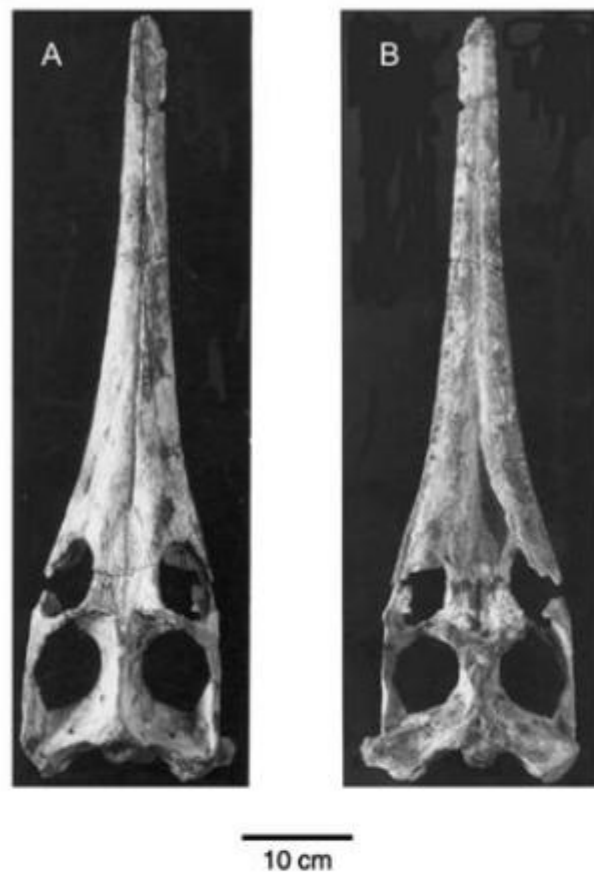



Figura 32.21 Répteis: Crocodilo, *Mystriosaurus* cf. *bollensis:* crânio em vistas dorsal (A) e ventral (B). Notar sutura interfrontal e as aberturas pré-orbitais. Escala gráfica representada. Liássico Superior de Tomar (Antunes, 1967).

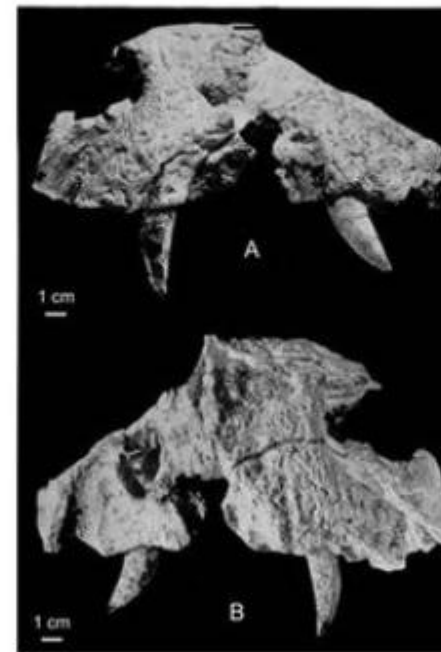



Figura 32.22 Répteis: Crocodilo, *Iberosuchus macrodon;* Crânio em vistas lateral esquerda (A) e lateral direita (B). Escala gráfica representada. Praia a 250 m ao N de Vale Furado (S. Pedro de Muel) (Antunes, 1975).

Figura 32.23 Répteis: Crocodilo, *Tomistoma lusitanica*. (A) Crânio vista dorsal, início do Miocênico Médio (Langhiano), Quinta da Farinheira (Chelas, Lisboa). (B) Cabeça óssea, vista dorsal, Miocênico Superior (Tortoniano Inferior), Quinta dos Durões (Almada) (Antunes, 1961).

É conhecido um dinossauro liássico. Abundam jazidas em níveis mais modernos do Jurássico, sobretudo no Jurássico Superior, entre as quais espetaculares superfícies com impressões de pistas, de pegadas e, às vezes, impressões da cauda de dinossauros: Lagosteiros, Zambujal, Areia Branca (figura 32.24), Pedreira do Galinha, entre outras. Entre os fósseis do Jurássico Superior da Lourinhã incluem-se: numerosos Saurischia, (a) terópodes, por exemplo, *Ceratosaurus, Torvosaurus, Lourinhanosaurus* (figura 32.25) e (b) saurópodes, como *Dinheirosaurus, Lourinhasaurus* (não confundir com o terópode de nome quase idêntico) e *Lusotitan;* Ornithischia, i.é, *Dracopelta, Phyllodon, Draconyx*, além de outros. É excepcional a descoberta de ninho com muitas dezenas de ovos de dinossauro (figura 32.26), notável pela idade, já que a maioria das jazidas de ovos é do Cretácico, e por conterem embriões. Estes permitem identificá-los como de *Lourinhanosaurus* e caracterizar o desenvolvimento ontogênico. A coleção da Lourinhã é um dos conjuntos mais ricos em nível europeu. São menos numerosos os restos de dinossauros cretácicos. No Cretácico terminal, destacam-se pequenos dinossauros cujo nanismo terá sido consequência de evolução em meios insulares, resultantes da enorme transgressão do Cenomaniano. Consequência adicional foi a extinção de praticamente todos os dinossauros maiores nas ilhas a que o Continente ficou reduzido.

Figura 32.24 Répteis: Dinossauro, pegadas de pequeno terópode, escala gráfica representada. Jurássico Superior de Areia Branca (Lourinhã) (comunicado por O. Mateus).

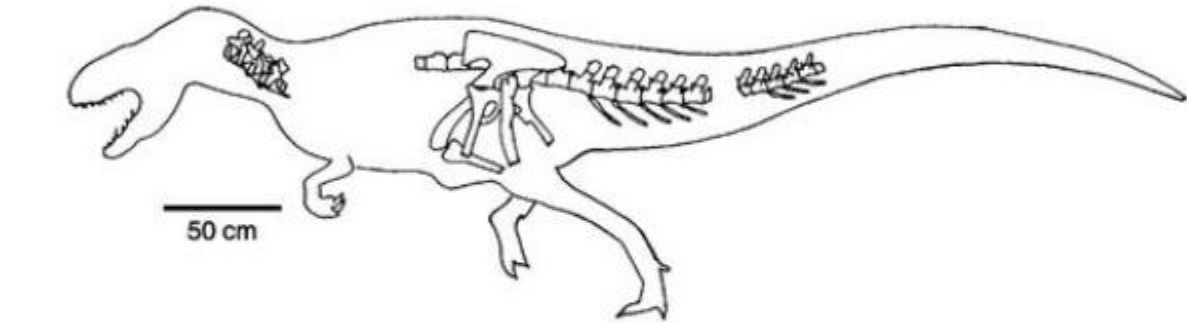



Figura 32.25 Répteis: Dinossauro, *Lourinhanosaurus antunesi*; Jurássico Superior, Peralta (Lourinhã) (Mateus, 1998).

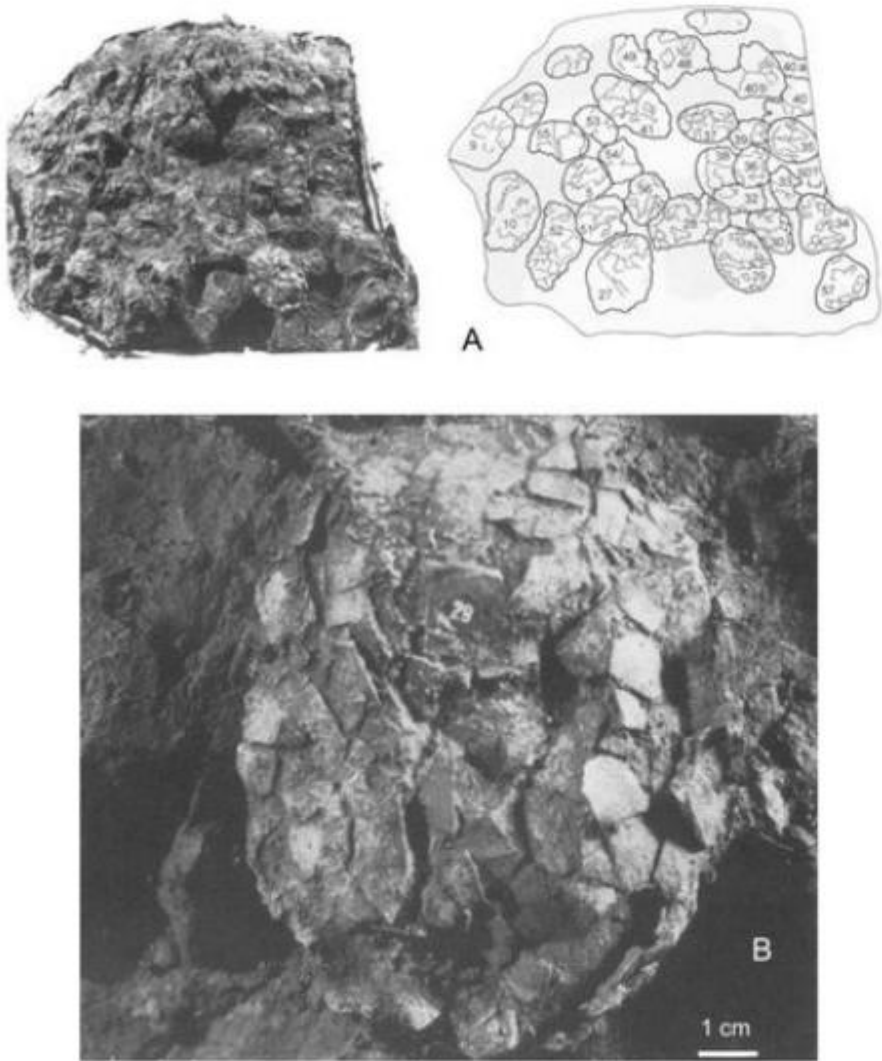



Figura 32.26 Répteis: (A) Postura de ovos de dinossauro terópode *(Lourinhanosaurus)*, bloco com cerca de 75 cm. Jurássico Superior, Pai Mogo (Lourinhã) (Mateus, Antunes, Taquet, Ribeiro & Manuppella, 1998). (B) Ovo de *Lourinhanosaurus*; Jurássico Superior, Pai Mogo (Lourinhã) (Antunes, Taquet & Ribeiro, 1998).

V. Aves

Dentes do Jurássico Superior da Guimarota foram atribuídos a *Archaeopteryx*, o que não é óbvio. Não se conhecem no Cretácico. A primeira ave bem caracterizada, uma limícola Recurvirostridae *(Fluviatilavis antunesi)*, ocorre em Silveirinha (Paleocênico Superior?–Eocênico basal). São poucos os restos miocênicos; em Lisboa, ocorrem uma pernalta, um faisanídeo e uma rapina. Por outro lado, há faunas quaternárias. Destacam-se as de grutas litorais, Furninha (Peniche) e Figueira Brava, na Arrábida. Na última, contemporânea de um dos derradeiros eventos da glaciação de Würm (ca. de 30 000 BP), foi encontrado o exterminado grande pinguim, *Pinguinus impennis* (os últimos capturados em 1844); viveu no Arquipélago da Madeira.

X. Mamíferos

A primeira fauna detectada é a do Jurássico Superior da Guimarota, com Multituberculados, Docodontes e outros. Incluem-se crânios, mandíbulas e outros ossos, tendo sido recolhido o único esqueleto conhecido de mamífero jurássico (figura 32.27). Restos dentários, incluindo os de um parente dos gambás, estão presentes no Cretácico terminal de Taveiro. No fim do Paleocênico–Eocênico basal, é particularmente rica a associação de mamíferos. Surgem numerosos Condylarthra, os primeiros *Hyracotherium* (que terão originado os cavalos, ao longo de complexo processo evolutivo que, em grande parte, decorreu na América do Norte), os primeiros roedores, além de gambás. As faunas do Eocênico Médio e Superior são escassamente representadas.

As faunas teriológicas do Miocênico são conhecidas com pormenor. A datação é das mais rigorosas, porque as associações são características do ponto de vista cronológico e porque, sobretudo em Lisboa, é possível enquadrá-las graças a intercalações em unidades marinhas com foraminíferos planctônicos e que permitiram obter datações isotópicas K-Ar e Sr. No Miocênico Inferior sobreviviam faunas de tipo europeu, onde se destacam os últimos antracotérios (grupo de que parecem ter derivado os hipopótamos) europeus (figura 32.28). Sobrevieram modificações em fins do Miocênico Inferior resultantes de imigrações africanas, com destaque para a dos primeiros mastodontes (figura 32.29), e a dos dinotérios. O início do Miocênico Médio registra imigrações asiáticas, evidenciadas pela chegada de rinocerontes como *Hispanotherium*, conhecidos desde a China (figura 32.30), e de roedores cricetídeos. O início do Miocênico Superior foi marcado pela imigração de *Hipparion*, oriundo da América do Norte (figura 32.31); os sítios mais ricos, no Ribatejo, deram restos de mastodontes (figura 32.32), rinocerontes, girafoides, veados, carnívoros, roedores e outros.

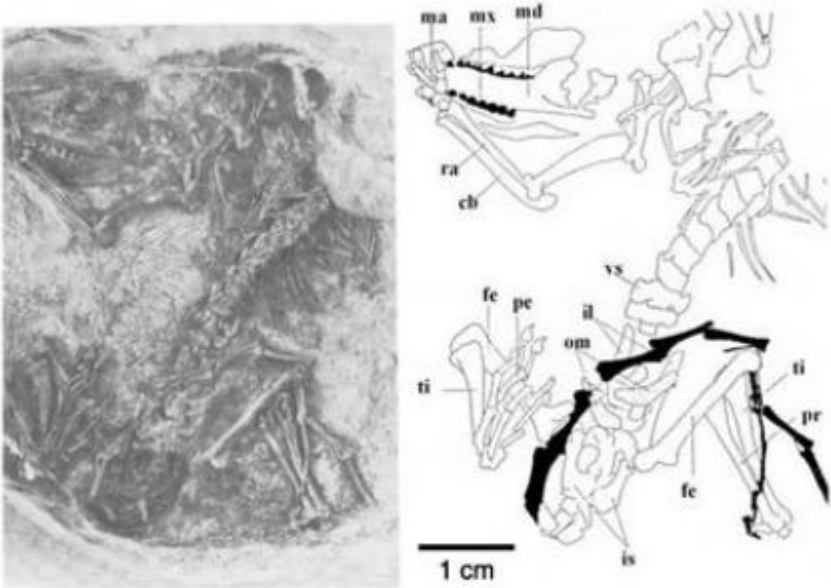



Figura 32.27 Mamíferos: Esqueleto de Pantotério. Escala gráfica representada. Jurássico Superior de Guimarota (Leiria). Abreviaturas: ma, mão; mx, maxilar; md, mandíbula; ra, rádio; cb, cúbito; ti, tíbia; fe, fêmur; pe, pé; om, omoplata; il, ílio; vs, vértebra sacra; is, ísquio; ti, tíbia; pr, perôneo (em Russell, 1991).

Figura 32.28 *Brachyodus onoideus*, último antracotério europeu. Hemimandíbulas de jovem, com o último molar lacteal (D4), e de adulto, com a série dentária quase completa (falta P4), vistas laterais esquerdas. Notar a ornamentação peculiar do esmalte, que se mantém nos hipopótamos. Miocênico Inferior/ Burdigaliano, Quinta da Carrapata, Lisboa (segundo M. T. Antunes, inédito).

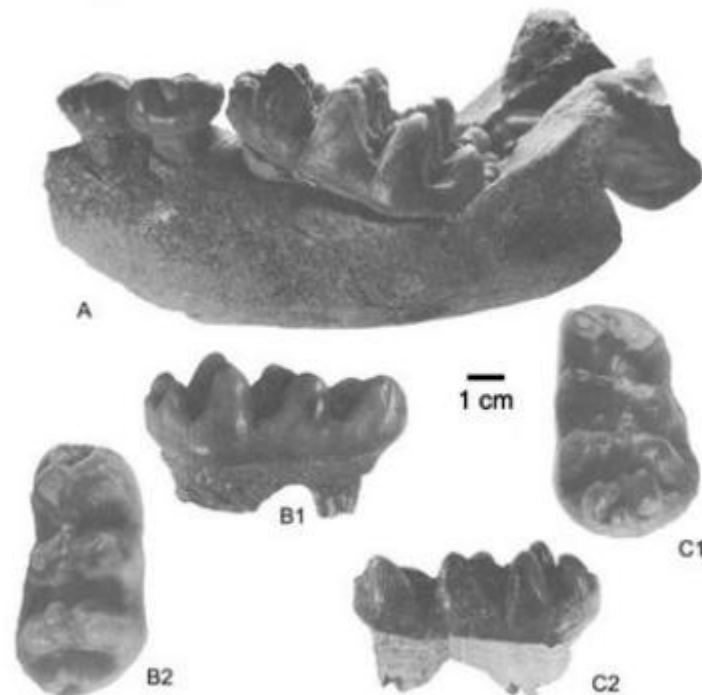
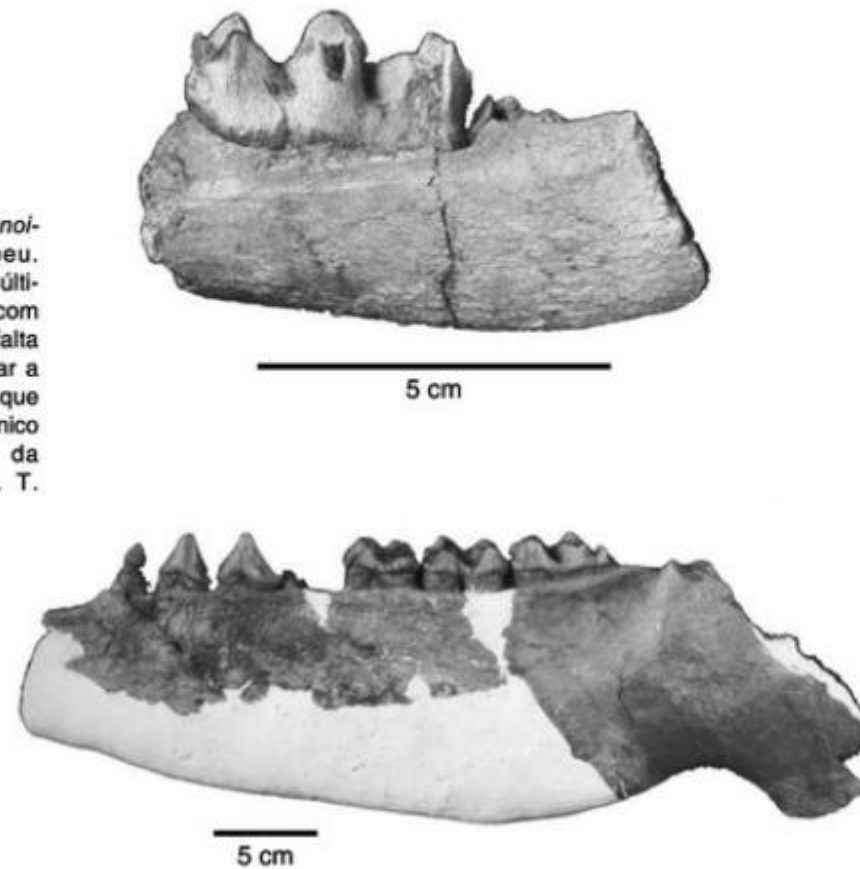



Figura 32.29 *Gomphotherium angustidens*. (A) "Bebê" mastodonte, hemimandíbula direita com a dentição de leite (D3-D4); início do Miocênico Médio (Langhiano), Quinta da Farinheira (Chelas, Lisboa); (B1) D4 inferior esquerdo, vistas lingual e (B2) oclusal, início do Miocênico Médio (Langhiano), Casal das Chitas, Charneca do Lumiar (Lisboa); D4 inferior direito, vistas lingual (C2) e vista oclusal (C1). Quinta da Farinheira, Chelas (Antunes & Mazo, 1978).

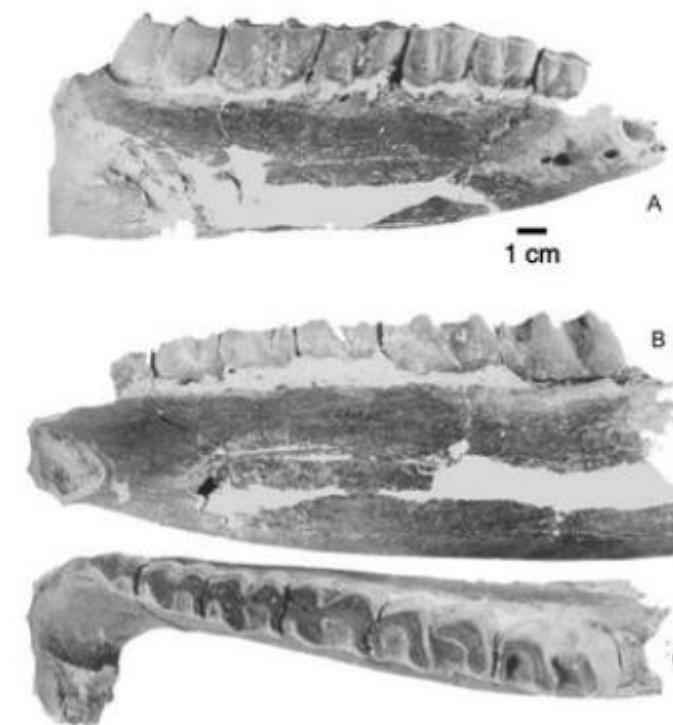
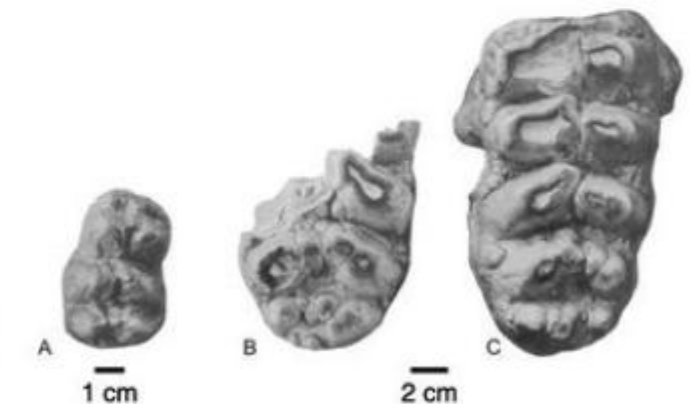



Figura 32.30 *Hispanotherium matritensis*. Hemimandíbula direita com P2 – M3 e sínfise, vistas (A) externa, (B) interna (lingual) e (C) oclusal. Início do Miocênico Médio (Langhiano), Casal das Chitas, Charneca do Lumiar (Lisboa) (Antunes & Ginsburg, 1993).

Figura 32.31 *Hipparion primigenium* cf. *melendezi*. Série dentária (compósita) superior esquerda, P2 a M3, vista lingual; Miocênico Superior (Vallesiano), Azambujeira (Ribatejo) (Alberdi, Antunes, Sondaar & Zbyszewski, 1978).

Figura 32.32 *Tetralophodon longirostris*, dentes de jovem e de adulto, vistas oclusais: (A) D3 superior direito. (B) M3 superior direito incompleto. (C) M3 superior esquerdo. Miocênico Superior (Vallesiano), Azambujeira (Santarém, Ribatejo) (Antunes & Mazo, 1983).

Pouco se sabe das faunas pliocênicas. No concernente ao Quaternário antigo, poucas são as ocorrências de elefantes, hipopótamos e veados, alguns de grande porte. A partir do Paleolítico Médio, a realidade é muito mais rica. Em aluviões da Mealhada apareceram restos do último tigre-dente-de-sabre *(Homotherium)*. Depois, destacam-se as grutas da Furninha, da Columbeira e da Figueira Brava, estas frequentadas pelos últimos homens de Neanderthal, há cerca de 30 000 anos. Dão um panorama bastante completo, embora distorcido, da fauna: sobrepõem-se restos de alimentação humana (e, muito menos, de carnívoros) aos de presas capturadas por rapaces noturnas, com notória falta de elementos de tamanho intermédio capazes de resistir às corujas, mas inúteis para o Homem. Enfim, recordemos que a presença humana é atestada por restos esqueléticos – poucos do *Homo neanderthalensis* e de *Homo sapiens* paleolíticos – e por indústrias de pedra e de osso, algumas muito antigas. A *pebble culture* (pré-acheulense) ocorre em terraços calabrianos, com ca. de 1 Ma, ou mais (figuras 32.33A, B e C). Seguem-se indústrias do Paleolítico Inferior (Acheulense) (figuras 32.33D e E), Médio (Mustierense) (figuras 32.33F, G, H e I) e Superior (Solutrense) (figura 32.33J), bem como do Epipaleolítico, Neolítico (figuras 32.33K e L) e ulteriores. Quanto aos tempos mais modernos, é de salientar – e tocamos numa problemática plena de atualidade – o caso das extinções, em particular as já referidas, e suas causas, de que a pressão exercida pelo Homem é um dos fatores determinantes.

Aplicações

Como em tantas outras regiões, o contributo da Paleontologia é da maior importância em Portugal. Tem tido, e continuará a ter, o maior valor cronostratigráfico. Outros métodos surgiram, todos com limitações. Porém, e sem menosprezar o seu contributo, não vieram eliminar a necessidade de informação cronológica proporcionada por fósseis.

Não se ficou por aqui. Os fósseis revelaram todas as suas potencialidades no que concerne à Paleoecologia, o que implica trabalho de caracterização das características anatômicas traduzindo adaptações a modos de vida e ambientes e, além disso, estudos comparativos com a natureza atual.

Ciência de interface, a Paleontologia conserva todo o valor geológico e biológico pelo seu contributo quanto à História da Terra e da Vida e sua Evolução.

Enfim, tem havido acréscimo, às vezes muito notório, do interesse público e da valorização do Patrimônio Natural. Em alguns casos, com notáveis consequências no plano político e econômico, turismo incluído.

A Paleontologia é Ciência diferenciada desde os alvores do século XIX, porém, nem velha nem obsoleta – ao contrário, com excelentes possibilidades de desenvolvimento.

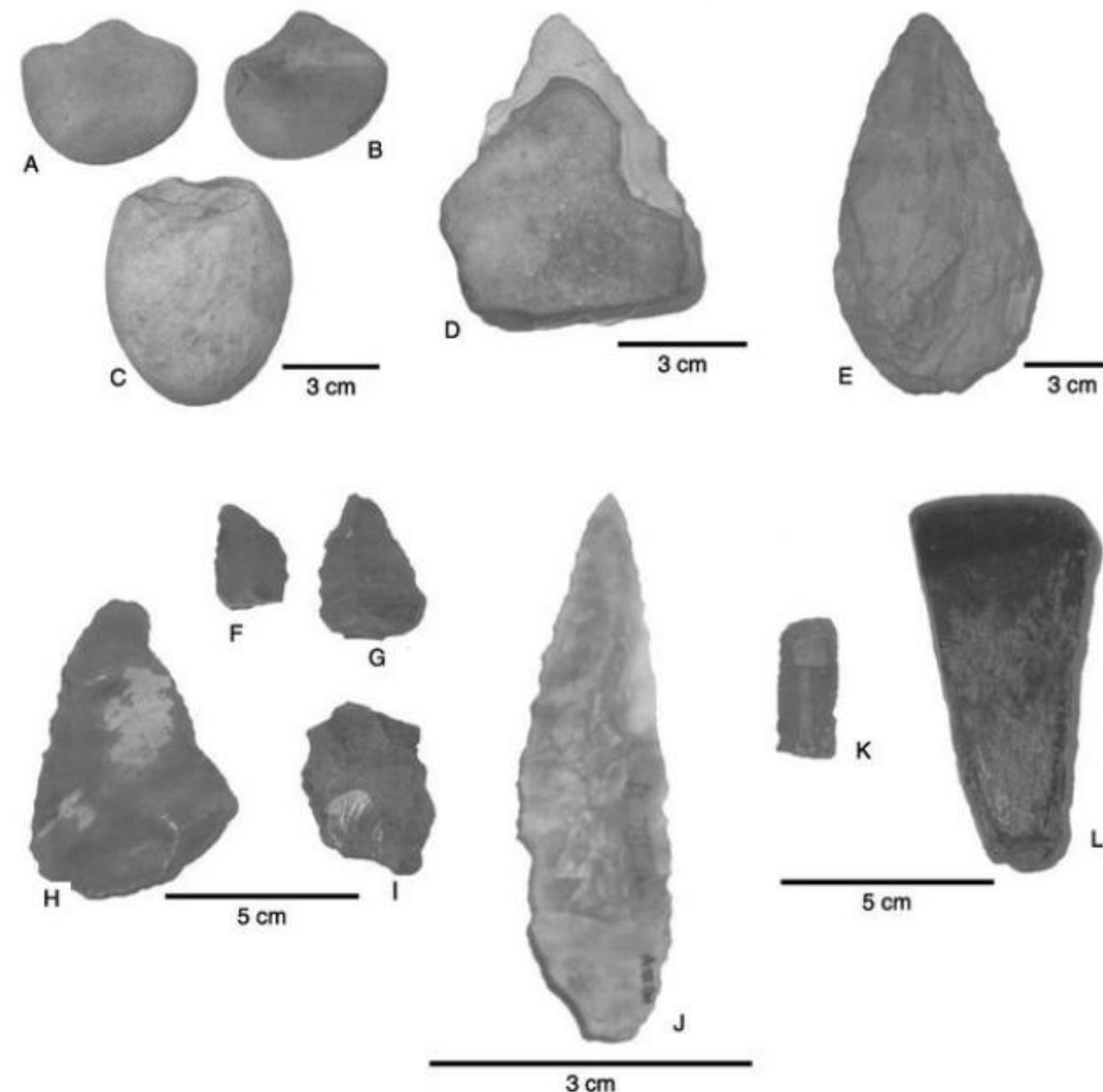



Figura 32.33 Peças líticas: Pré-acheulense – Seixos de praia afeiçoados, rolados após talhe: (A e B) Dois *artefatos* com vários talhes, produzindo uma ponta ladeada por áreas em depressão correspondentes a material eliminado. (C) *Artefato* de talhe simples, com indícios de uso. Praia levantada (Calabriano, cerca de 1 Ma), Arneiro dos Marinheiros (Sintra). Acheulense/ Paleolítico Inferior. (D) *Biface* de sílex (Acheulense Superior), encontrado na construção das pistas de treino do Estádio José de Alvalade (Lisboa). Artefato talhado, abandonado e depois retocado. (E) *Biface* utilizando um calhau rolado de quartzito, de terraço fluvial (Acheulense Superior), Alfarófia, Ribeira do Caia (Elvas). Mustierense/ Paleolítico Médio. (F) Pequeno *raspador* duplo, convergente, de sílex; Damaia. (G) *Ponta,* de sílex; a W do antigo Campo de Aviação (Amadora). (H) Grande *raspador* duplo de bordos convergentes, reticulado, com evidente bolbo de percussão, de sílex; Areeiro da SAREL em Gato Preto (Rio Maior). (I) *Raspador* duplo de bordos paralelos, de sílex; Moinho da Carrasqueira, Serra de Monsanto (Lisboa). Solutrense Superior/ Paleolítico Superior: (J) *Ponta* de tipo "folha de loureiro", de sílex (vista lateral); Cambelas (Torres Vedras). Neolítico. (K) *Lâmina,* utilizada como elemento de foice, de sílex; Samarra (Sintra). (L) *Machado,* polido, de serpentinito; Alfarófia (Elvas) (Antunes, original).

Referências

ALBERDI, M. T.; ANTUNES, M. T.; SONDAAR, P. Y. & ZBYSZEWSKI, G. 1978. Les *Hipparion* du Portugal. *Ciências da Terra (UNL)*, Lisboa, *4*: 129-156.

ANTUNES, M. T. 1959. Nota sobre um mamífero do Aquitaniano de Campo de Ourique. *Boletim da Sociedade Portuguesa de Ciências Naturais*, VII, 2ª sér., *12*(3): 129-137.

ANTUNES, M. T. 1961. *Tomistoma lusitanica*, crocodilien du Miocène du Portugal. *Revista da Faculdade de Ciências Lisboa*, 2ª sér., C, *9*(1): 5-88.

ANTUNES, M. T. 1967. Um Mesosuquiano do Liássico de Tomar (Portugal) / Considerações sobre a origem dos Crocodilos. Serviços Geológicos de Portugal, *Memória* nº 13 (nova série), 66 p., 6 est.

ANTUNES, M. T. 1975. *Iberosuchus*, crocodile Sebecosuchien nouveau, l'Eocène ibérique au Nord de la Chaîne Centrale, et l'origine du canyon de Nazaré. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, *59*: 285-330.

ANTUNES, M. T. & BROIN, F. 1988. Le Crétacé terminal de Beira Litoral, Portugal: remarques stratigraphiques et écologiques, étude complémentaire de *Rosasia soutoi* (Chelonii, Bothremydidae). *Ciências da Terra* (UNL), Lisboa, *9*: 153-200.

ANTUNES, M. T. & CHEVALIER, J. P. 1971. Notes sur la géologie et la paléontologie du Miocène de Lisbonne. VII – Observations Complémentaires sur les Madréporaires et les faciès récifaux. *Revista da Faculdade de Ciências de Lisboa*, 2ª sér. C., *16* (2): 291-306.

ANTUNES, M. T. & CUNHA, A. S.1991. Santos Mártires de Lisboa. Espólio osteológico de Santos-o-Novo. Câmara Municipal de Lisboa, 57 p.

ANTUNES, M. T & GINSBURG, L. 1983. Les Rhinocérotidés du Miocène de Lisbonne – Systématique, Écologie, Paléobiogéographie, valeur stratigraphique. *Ciências da Terra* (UNL), Lisboa, 7: 17-98.

ANTUNES, M. T. & MAZO, A. 1978. Notes sur la Géologie ... XX – Les plus anciens mastodontes tetralophodontes (Langhien inférieur V-b), évolution et remarques sur la tetralophodontie. *Ciências da Terra (UNL)*, Lisboa, *4*: 9-30.

ANTUNES, M. T. & MAZO, A. 1983. Quelques mastodontes miocènes du Portugal. *Ciências da Terra* (UNL), Lisboa, *7*: 115-128.

ANTUNES, M. T. & RAGE, J. C. 1974. Notes sur la Géologie et la Paléontologie du Miocène de Lisbonne. XIV – Quelques Squamata. *Boletim da Sociedade Geológica de Portugal*, Lisboa, *19*: 47-60.

ANTUNES, M. T. ; ROCHA, R. B. & WENZ, S. 1981. Faunule ichthyologique du Lias inférieur de S. Pedro de Muel, Portugal. *Ciências da Terra* (U.N.L.), Lisboa, *6*: 101-116.

ANTUNES, M. T.; TAQUET, P. & RIBEIRO, V. 1998. Upper Jurassic Dinosaur and Crocodile eggs from Pai Mogo nesting site (Lourinhã – Portugal). *Memórias da Academia das Ciências de Lisboa*/ Classe de Ciências. *In*: ANTUNES, M. T. (ed.). *Colóquio – Colloquium/ Paleoambientes do Jurássico Superior em Portugal/ Geologia, Vegetação, Ovos & Dinossauros, Mmamíferos/ Upper Jurassic Palaeoenvironments in Portugal/ Geology, Plants, Eggs & Dinossaurs, Mammals*, 23 de Abril – 1998 – April 23th. ANTUNES, M. T. (ed.), p. 83-99, 3 figs., 4 est.

BALBINO, A. C. 1995. *Seláceos (Pisces) do Miocênico terminal da Bacia de Alvalade (Portugal). Sistemática, ecologia, paleoambientes, comparação com faunas atuais*. Dissertação de doutoramento, Universidade de Évora, 200 p.

BALBINO, A. C. & CAPPETTA, H. 2000. *Paragaleus antunesi* (Hemigaleidae, Carcharhiniformes) a new shark species from the latest Miocene of Portugal. *Tertiary Research*, *20*: 1-6.

BOOGARD, M. 1983. Conodont faunas from Portugal and southwestern Spain. Part 7. A Frasnian conodont fauna near the Estação de Cabrela (Portugal). *Scripta Geologica*, 69, 18 p.

CARVALHO, A. M. G. 1971. Briozoários do Terciário português (Cheilostomata do Neogénico da orla ocidental*). Centro de Estudos de Geologia da Faculdade de Ciências de Lisboa*,176 p.

CALLAPEZ, P. 1998. *Estratigrafia e Paleobiologia do Cenomaniano – Turoniano/ O significado do eixo da Nazaré-Leiria-Pombal*. Dissertação de Doutoramento, Universidade de Coimbra, 491 p.

CURTIS, M. L. K. 1961. Ordovician Trilobites from the Valongo area, Portugal. Cheiruridae, Pliomeridae and Dionididae. *Boletim da Sociedade Geológica de Portugal*, *14*(1): 16 p.

DOMMERGUES, J. L. & MOUTERDE, R. L. 1981. Les acanthopleurocératinés portugais et leurs

relations avec les formes subboréales. *Ciências da Terra* (U.N.L.), Lisboa, *6*: 77-100.

FONSECA, B. 1978. Contribution à l'étude du nannoplancton du leg 12 "sites" 118-119 (Ocean Atlantique). *Ciências da Terra* (U.N.L.), Lisboa, *4*: 157-178.

GONÇALVES, F. & PALACIOS, T. 1984. Novos elementos paleontológicos e estratigráficos sobre o Proterozóico Português da Zona de Ossa-Morena. *Memórias da Academia das Ciências de Lisboa*, *25*: 225-235.

LAURENTIAUX, D. & TEIXEIRA, C. 1958. Um novo género de inseto paleodictióptero do Carbónico Continental do Baixo-Douro (Portugal). *Boletim da Sociedade Geológica de Portugal*, *12*(3): 41-49.

LEGOINHA, P. 2001. Biostratigrafia de Foraminíferos do Miocénico de Portugal (Baixo Tejo e Algarve). Dissertação de doutoramento, U.N.L., Lisboa, 239 p.

LEMOS de SOUSA, M. & WAGNER, R. H.1983. Precisões sobre a flora fóssil do Couto Mineiro do Pejão e da Mina Paraduça nº 1 (Bacia Carbonífera do Douro). *In:* LEMOS DE SOUSA, M. J. (ed.). *Contributions to the Carboniferous Geology and Palaeontology of the Iberian Peninsula*. Universidade do Porto-Faculdade de Ciências/ Mineralogia e Geologia, p. 157-170.

MATEUS, I.; MATEUS, H.; ANTUNES, M. T.; MATEUS, O.;TAQUET, P.; RIBEIRO, V. & MANUPPELLA, G. 1998. Upper Jurassic Theropod Dinosaur embryos from Lourinhã (Portugal). *Memórias da Academia das Ciências de Lisboa*/Classe de Ciências. *In*: ANTUNES, M. T. (ed.). *Colóquio – Colloquium/ Paleoambientes do Jurássico Superior em Portugal/ Geologia, Vegetação, Ovos & Dinossauros, Mmamíferos/ Upper Jurassic Palaeoenvironments in Portugal/ Geology, Plants, Eggs & Dinossaurs, Mammals*, 37, 23 de abril – 1998 – april 23th, p. 101-109.

MOUTERDE, R. & ROCHA, R. B. 1981. Atlas des fossiles caractéristiques du lias portugais. I –Lias inférieur. *Ciências da Terra* (U.N.L.), Lisboa, *6*: 49-76.

NASCIMENTO, A. 1978. Notes sur la géologie et la paléontologie du Miocène de Lisbonne. Une espèce nouvelle, *Pokornyella lusitanica* (Ostracoda), dans le Miocène inférieur du Bassin du Tage. *Ciências da Terra* (U.N.L.), Lisboa, *4*: 47-58.

PAIS, J. 1981. *Contribuição para o conhecimento da vegetação miocénica da parte ocidental da Bacia do Tejo*. Dissertação de Doutoramento, Universidade Nova de Lisboa, 328 p.

PAIS, J. 1998. Jurassic plant macroremains from Portugal. *Memórias da Academia das Ciências de Lisboa*/ Classe de Ciências. *In*: ANTUNES, M. T. (ed.). *Colóquio – Colloquium/Paleoambientes do Jurássico Superior em Portugal/Geologia, Vegetação, Ovos & Dinossauros, Mamíferos/Upper Jurassic Palaeoenvironments in Portugal/ Geology, Plants, Eggs & Dinossaurs, Mammals*, 37, 23 de abril – 1998 – april 23th, p. 25-48.

PAIS, J. & TRINCÃO, P. 1983. Contribuições para o estudo estratigráfico e paleobotânico dos "grés grosseiros inferiores" (Arenitos do Carrascal) I – A jazida de Almas do Juncal. *Ciências da Terra* (U.N.L.), Lisboa, *7*: 141-160.

PERDIGÃO, J. C. 1979. O Devónico de Dornes (Paleontologia e Estratigrafia). *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, *65*: 193-199.

PEREIRA da COSTA, F. A. 1867. Moluscos fósseis. Gasteropodes dos depósitos terciários de Portugal. *Commissão Geologica de Portugal*, 2º caderno, p. 117-252.

PIÇARRA, J. M. 2000. *Estudo estratigráfico do setor de Estremoz – Barrancos, Zona de Ossa-Morena, Portugal. Vol. II – Bioestratigrafia do intervalo Ordovícico-Devónico Inferior*. Dissertação de Doutoramento, Universidade de Évora, 173 p.

PRIEM, F. 1910. Sur les Poissons et autres fossiles du Silurien supérieur du Portugal. *Com. da Commissão do Serviço Geológico de Portugal*, t. VIII. Lisboa.

RUSSELL, D. S. 1991. Les mammifères au temps des dinosaures. Masson, Paris, 196 p.

SILVA, A. A. 1947. Diatomáceas fósseis de Portugal. *Boletim da Sociedade Geológica de Portugal*, vol. VI, Porto.

TAUBER, E. H. & REIS, J. M. 1994. The trilobite *Eoharpes cristatus* Romano, 1975 from the Valongo Formation (Ordovician) of North Portugal. *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro*, *80*: 35-49.

TEIXEIRA, C. 1950. Flora Mesozoica Portuguesa. *Direção Geral de Minas e Serviços Geológicos de Portugal*, II Parte, Lisboa, 31 p.

TEIXEIRA, C. 1951. Plantas fósseis do Permo-Carbónico português. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, *22*, 17 p.

TEIXEIRA, C. 1952. La faune cambrienne de Vila Boim au Portugal. *Boletim da Sociedade Geológica de Portugal*, *10*: 169-188.

TEIXEIRA, C.; RIBEIRO, A. & DA SILVA, L. C. 1964. La faune de Lingulellinae des Formations Ante-Ordoviciennes de Marão. *Boletim da Sociedade Geológica de Portugal*, *15*(2): 117-122.

WAGNER, R. H.; LEMOS de SOUSA, M. J. & GOMES da SILVA, F. 1983. Stratigraphy and fossil flora of the Upper Stephanian C of Buçaco, North of Coimbra (Portugal). *In*: LEMOS DE SOUSA, M. J. (ed.). *Contributions to the Carboniferous Geology and Palaeontology of the Iberian Peninsula*. Universidade do Porto-Faculdade de Ciências/ Mineralogia e Geologia, p. 127-156.

Paleontologia

Angola, Cabo Verde, Guiné-Bissau, Moçambique, S. Tomé e Príncipe

Miguel Telles Antunes
Ausenda Cáceres Balbino

Angola

Angola é um país rico, no que concerne à Paleontologia, o que se tornou evidente já no século XIX. Colheitas de fósseis foram efetuadas por pioneiros portugueses. Prosseguiram no século XX, com explorações de belgas, americanos, holandeses, etc. Daí resultaram contribuições numerosas, de que deram panorâmicas então atualizadas, Andrade & Andrade (1957) e Antunes (1970). Desenvolvimentos tornam necessária nova atualização, decerto incompleta, até por limitações de espaço. Sem a preocupação de sermos exaustivos, procuramos incluir as citações essenciais e outras que, porventura, ficaram reduzidas ao interesse histórico. Será prestada especial atenção a desenvolvimentos recentes, quando os haja.

Além de unidades antigas – ígneas, sedimentares e metamórficas –, interessam do ponto de vista paleontológico (figura 33.1):

- bacias sedimentares com enchimentos continentais no Norte do País, em especial na área do Rio Lutôa e na Lunda, junto do Rio Chicapa, com fósseis do Triássico;
- bacias sedimentares litorais, contendo na maior parte sedimentos marinhos depositados em relação com a abertura do Atlântico Sul, no Cretácico Inferior – do Congo, abrangendo Cabinda e territórios ao Sul do Zaire; do Cuanza (=Kwanza); outras mais ao Sul, menos desenvolvidas, tradicionalmente designadas por Bacias de Benguela e de Namibe (antes: Moçâmedes);
- bacias sedimentares meso(?)-cenozoicas do interior, irrelevantes quanto ao conteúdo paleontológico;
- enchimentos cársicos nos arredores de Lubango (antes: Sá da Bandeira) – Leba, Humpata.

Há ocorrências menores, relativamente modernas, não tratadas aqui.

A. Bacias Continentais do Norte de Angola com Enchimentos do Triásico

Uma das ocorrências paleontológicas mais relevantes é a de peixes, em excelente estado de conservação, na Baixa do Cassange, Norte de Angola. A uma unidade inferior, a *Série do Lutôa*, com tilitos (origem glaciária), segue-se a *Série de Cassange*, constituída, sucessivamente, por: xistos e arenitos com peixes; xistos e arenitos com restos de vegetais *(Gondwanidium, Glossopteris, Sphenopteris* e *Noeggerathiopsis)*; e arenitos e argilas com filópodes, entre os quais *Estheria (Euestheria) lerichei*.

Figura 33.1 Mapa de Angola indicando sumariamente as principais unidades fossilíferas triássicas.

Peixes da BAIXA DO CASSANGE e da LUNDA

	Área do Lutoa			Área de Iongo
Níveis	?	Principal	Superior	
Peixes				
Selachii				
Lissodus cassangensis (Teix.)	*			
Osteichthyes				
Marquesia moutai (Teix.)	***	**	**	
Perleidus lutoensis (Teix.)	**	**	***	
Perleidus lehmani Schaeffer	*			
Angolaichthys lerichei (Teix.)	**	**	**	**
Sarcopterygii/ Dipnoi				
Microceratodus angolensis (Teix.)		*		

Segundo Antunes *et alii* (1990:33) a composição é a seguinte: * raro; ** freqüente; *** abundante.

Na área no Lutôa, Fernando Mouta descobriu em 1930 peixes que enviou no ano seguinte para a Bélgica com a finalidade de serem estudados pelo conhecido paleontólogo Maurice Leriche. Aí permaneceram durante anos, até depois do falecimento (1948) de Leriche, que não completou o estudo. Daí intervenções de Carlos Teixeira, autor de trabalhos preliminares, publicados a partir de 1948. Estudo mais desenvolvido foi efetuado por uma equipe luso-americana (Antunes *et alii*, 1990). Entretanto, houve colheitas de peixes noutros locais, como em Iongo.

A fauna ictiológica compreende um seláceo *(Lissodus)*, com exemplares de ambos os sexos (figura 33.2), mostrando os dois exemplares de *Lissodus cassangensis*, partes do esqueleto, inclusive os espinhos dorsais; macho, com pélvicas modificadas ou *claspers*, e fêmea, em baixo); três gêneros de actinopterígios, representativos de diferentes estádios evolutivos desde um "paleoniscoide" *(Marquesia)* (figura 33.3), a outros muito mais avançados *(Perleidus, Angolaichthys)*, no estádio de holósteos; e um dipnoico *(Microceratodus)* (figura 33.4). A fauna é de água doce, com os fósseis a fossilizarem sem intervenção de predadores. Rochas da Série de Cassange deram filópodes e insetos.

Enfim, elementos da fauna do Lutôa viriam a ser encontrados por F. Real na Lunda, junto do Rio Chicapa (Teixeira, 1960).

A fauna ictiológica aponta idade triásica, possivelmente do Triássico Inferior. Os dados disponíveis sugerem que a fossilização se processou em ambiente lacustre pouco profundo, com margens sujeitas a fortes deslocamentos sazonais. O clima parece caracterizado pela alternância de estações úmidas e secas; os peixes morriam no decurso das fases de seca e fossilizavam ao serem cobertos por sedimentos.

B. Paleontologia das Bacias Sedimentares do Litoral

As bacias sedimentares do litoral de Angola são particularmente ricas quanto a ocorrências paleontológicas, algumas referidas desde o século XIX. Segundo os critérios atualmente seguidos, e apesar de todas contatarem sem descontinuidade, reconhecem-se as seguintes: Baixo Congo; Kwanza (antes: Cuanza); Benguela, com maior expressão na plataforma continental; Namibe (antes: Moçâmedes).

Na maioria, os enchimentos são de fácies marinha. Os primeiros estão relacionados com a abertura do Atlântico Sul. De início, há unidades continentais, a que se seguem evaporitos, depósitos litorais e outros, de fácies que pode ser mais profunda. Muitos são fossilíferos; por isso, não surpreende que tenham despertado a atenção. Uma visão de conjunto foi dada (Antunes, 1964), pelo que prestaremos atenção, de preferência, a desenvolvimentos entretanto verificados, sem esquecer contribuições antigas.

Figura 33.2 Dois exemplares de *Lissodus cassangensis* – partes do esqueleto, inclusive os espinhos dorsais. Macho, com pélvicas modificadas ou *claspers*; fêmea, em baixo (Antunes *et alii*, 1990).

Figura 33.3 Reconstituição da cabeça óssea (A) e do corpo (B) de um "Paleonisciforme", *Marquesia moutai*.

Figura 33.4 Dipnoico *(Microceratodus angolensis)*, em vista lateral (Antunes *et alii*, 1990).

O enchimento começa por arenitos e níveis carbonatados, às vezes betuminosos, atribuídos ao Cretácico Inferior. Deram restos de uma pteridospérmica, *Pachypteris montenegroi*, e magníficas superfícies cobertas por *ripple-marks* em Husso, na parte setentrional da Bacia do Kwanza. Níveis carbonatados contêm lamelibrânquios; *Pteria cabrai* é exemplo clássico.

As unidades estratigráficas seguintes revelam influência marinha cada vez mais acentuada, sobretudo após a deposição de evaporitos. Camadas marinhas, cretácicas e cenozoicas, são frequentemente fossilíferas. Em consequência, são numerosos os aspectos a focar do ponto de vista paleontológico.

As microfaunas e sobretudo os foraminíferos têm sido objeto de estudos, muitos dos quais relacionados com prospecções de petróleo. Começaram cedo. Com efeito, o Eng. Lourenço Malheiro havia expedido a Paul Choffat amostras de terrenos sedimentares de Angola, objeto de uma comunicação deste à *Société Géologique de France*, em 20 de dezembro de 1886. Pediu então a C. Schlumberger (que grangeou fama como especialista no domínio das sondagens) o exame de "marne compacto de cor amarellada" proveniente de Dombe Grande, a Sul de Benguela, o qual revelou gêneros bentônicos, sobretudo *Nodosaria* e *Dentalina*. Admite que indicam sedimentação em águas profundas e compara a associação com outras do Miocênico da Europa (Schlumberger, 1888-1892).

Além de obras circunstanciais em que são mencionados foraminíferos, registremos uma sucessão de estudos de Armênio Tavares Rocha (1923 -†1985) que, com Jaime Martins Ferreira, foi um dos fundadores dos estudos de Micropaleontologia em Portugal. Recordemos contribuições suas, desde o Cretácico ao Quaternário, inicialmente com maior ênfase nos foraminíferos bentônicos, mas abordando depois os planctônicos (Rocha, 1978, 1981). A obra mais desenvolvida trata dos foraminíferos paleogênicos da Bacia do Kwanza (Rocha, 1973, 1979), alguns interessantes ainda que sem interesse cronológico devido à ampla distribuição, até o Miocênico (figuras 33.5 e 35.6).

Outros, tratam de foraminíferos com ampla distribuição no Miocênico e ainda sobreviventes em águas quentes. É o caso de *Heterostegina*. Antes, originaram correlações erradas entre ocorrências muito mais modernas em regiões tropicais, onde se mantiveram (até mesmo a atualidade), com o Miocênico Inferior da Europa, quando aí reinavam condições também tropicais que permitiam a existência de heterosteginas. Nítidos decréscimos de temperaturas resultaram na sua extinção europeia.

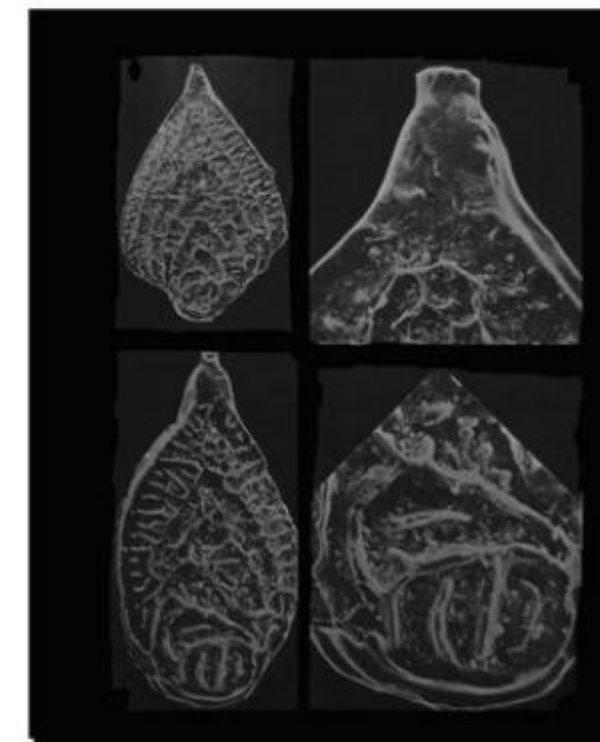



Figura 33.5 *Neoflabellina lacostei*, Paleocênico da Bacia do Kwanza (Rocha, 1973).

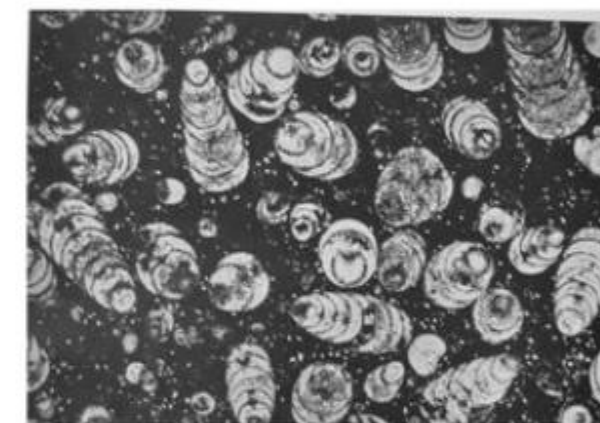



Figura 33.6 *Daucina ermaniana* var. *obtusa*, lâmina delgada com numerosas seções, Eocênico da Bacia do Kwanza (Rocha, 1973).

A. Rocha apoiou trabalhos de cartografia geológica, com realce para o Cretácico Superior (Campaniano-Maastrichtiano), rico de foraminíferos, em especial *Globotruncana fornicata* e *Globotruncana arca* (Galvão, 1972).

No concernente a lamelibrânquios e gastrópodes (como os então novos *taxa Acteonella anchietai* e *Nerinea capelloi*, do Albiano de Benguela), recordemos o trabalho pioneiro de Paul Choffat com Perceval de Loriol, especialista de equinodermes (Choffat & Loriol, 1888). Autores focaram a atenção em moluscos do Cretácico ao Cenozoico: John V. L. Rennie, autor de uma memória sobre formas do Cretácico Superior (1945) e Dartevelle & Roger (1954). Houve retomada importante – vide Silva (1961, 1963), Silva & Soares (1961), Soares (1961, 1965) (figura 33.7)

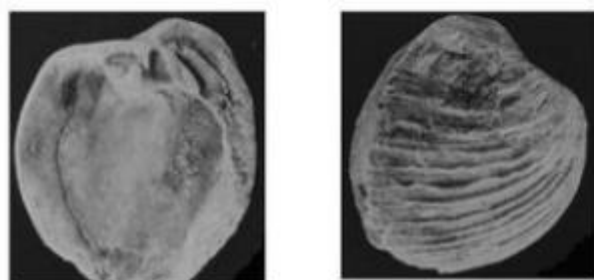



Figura 33.7 *Veniella forbesiana,* Cretácico Superior da Bacia do Namibe (Silva, 1963).

Os cefalópodes contam-se entre os grupos de maior importância paleontológica. Dentre estes, merecem destaque os amonoides (e alguns equinídeos) de uma coleção do Cretácico de Angola oferecida ao Museu da África do Sul, descrita por Haughton (1924). Recordemos os estudos sobre rica amostragem do Albiano (Haas, 1942, 1952), de Douvillé (1931) sobre o Cretácico de Salinas, e de Spath (1951). Ulteriormente, notas de Antunes & Sornay (1969) sobre amonites e *Inoceramus* do Cretácico Superior, uma monografia de Collignon (1979) (figuras 33.8, 33.9, 33.10, 33.11 e 33.12) e trabalhos de M. K. Howarth ao apoiar trabalhos de cartografia de L. G. P. Lapão. Estes primam pela colheita cuidada de novos exemplares bem enquadrados no contexto estratigráfico e identificados por paleontólogos qualificados (Lapão, 1971, 1972). Quanto às amonites, haveria que proceder a estudos comparativos com o de Collignon. Algumas têm concha direita (figura 33.12 – *Baculites subanceps*, fragmentos da área do Namibe, Campaniano Superior ou Maastrichtiano Inferior, segundo Antunes, 1966).

Mais recentemente, foi abordado o estudo biostratigráfico de amonites do Albiano de Benguela (Tavares *et alii*, 2007).

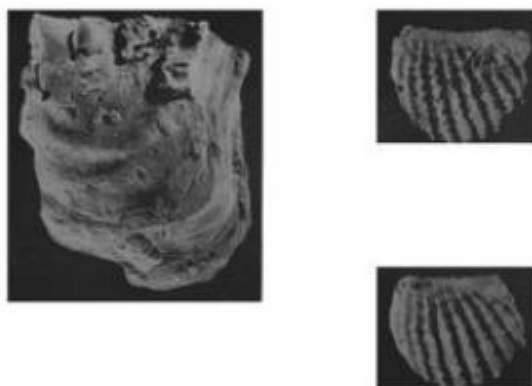



Figura 33.8 *Isognomon neivai* (à esquerda) e *Acanthotrigonia shepstone,* Bacia do Namibe, Cretácico Superior (Soares, 1965).

Figura 33.9 *Inoceramus* do Campaniano-Maastrichtiano da Barra do Dande (Antunes & Sornay, 1969).

Figura 33.10 Amonite desenrolada, *Didymoceras,* Campaniano-Maastrichtiano da Barra do Dande (Antunes & Sornay, 1969).

Figura 33.11 Amonites do "Albiano 3", 1 a-b, *Durnovarites antunesi,* 2 a-b, *D. netoi* e 3 a-b-c, *D. rectangulatus* (segundo Collignon, 1979, pl. XIX).

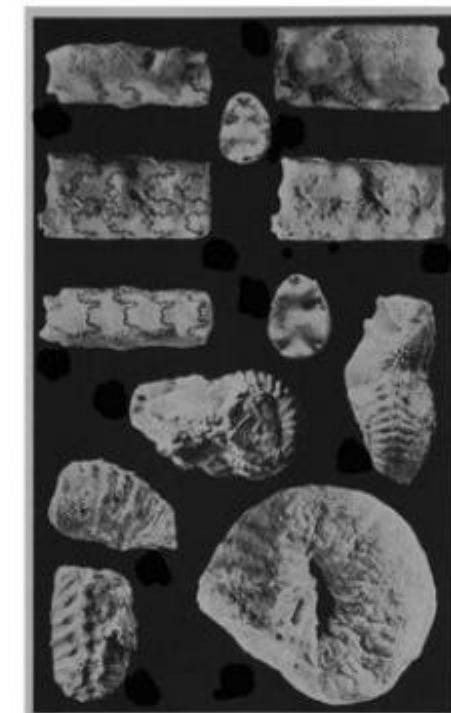



Figura 33.12 Amonite de concha direita, *Baculites subanceps* – fragmentos provenientes da Bacia do Namibe, Campaniano Superior ou Maastrichtiano Inferior (segundo Antunes, 1966, est. XII).

Também é interessante a representação dos nautiloides no Cretácico e no Terciário. Verificada a extinção das amonites, os nautiloides sobreviveram à crise K-T e diversificaram-se. Em plano muito mais modesto, aconteceu algo que paraleliza o acontecido com os amonoides. Verifica-se associação de vários gêneros, bem representados no Eocênico de Cabinda (Miller *in* Caster, 1938; Miller, 1951; Miller & Carpenter, 1955) e no Eocênico Inferior da Bacia do Namibe (Antunes, 1966) (figura 33.13). Alguns nautiloides persistem no Miocênico. Espécimes em excelente estado de conservação, com a concha, foram recolhidos em Quimbriz (Antunes, 1966).

Equinídeos: este grupo, algo estudado por autores antecedentes (figura 33.14), foi objeto de uma desenvolvida memória (Edmond Dartevelle, 1952-1953). Espécie por ele descrita, comum nos tufos calcários do Farol das Lagostas, é *Rotuloideia vieirai* (figura 33.15). Intervenção de Gonçalves & Roman (1962-1963) resultou na descrição de uma subespécie que consideraram nova, *Rotula orbiculus angolensis*.

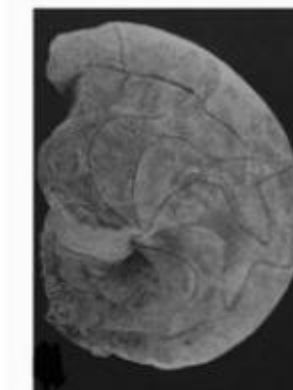



Figura 33.13 Nautiloide, *Aturoidea vieirai* – molde interno de fragmocone. Km 21 do Caminho de Ferro Namibe-Lubango, Eocênico Inferior (Antunes, 1966, Est. III).

Figura 33.14 Equinídeo, *Clypeaster borgesi* – Cuio, perto de Benguela, Miocênico (Lambert, 1934, Pl. V 1).

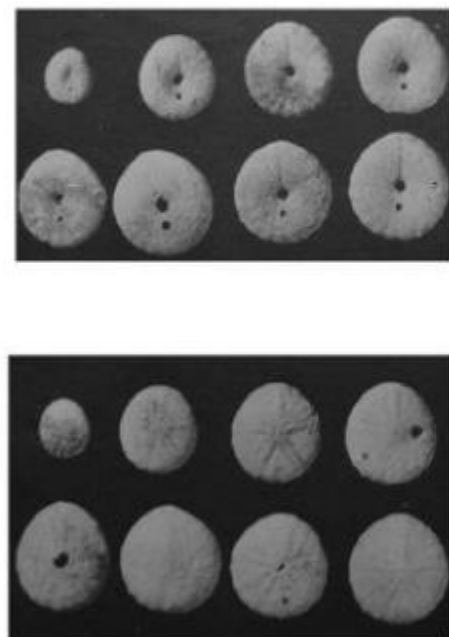



Figura 33.15 Equinídeo, *Rotuloidea vieirai* – fotos de vários indivíduos, faces dorsal e ventral/bucal, Pliocênico, Farol das Lagostas/Luanda (segundo Dartevelle, 1953: 103-107, pl. XVI 1-8).

São relevantes as faunas de vertebrados, quase todos marinhos, das bacias sedimentares do litoral, desde finais do Cretácico Inferior ao Pliocênico. Apesar de vários estudos sobre esta matéria, novas descobertas irão certamente resultar em desenvolvimentos.

Quanto aos peixes, há que registrar contribuições de F. Priem (1907) sobre material enviado de Portugal. Seguem-se outras, com destaque para autores belgas, entre os quais Maurice Leriche (*in* Vincent, Dollo & Leriche (1913). É particularmente importante a monumental memória de Dartevelle & Casier (1943, 1949, 1959), baseada essencialmente em colheitas de Dartevelle. Foi complementada por outra (Casier, 1960).

Em consequência das missões em Angola por M. Telles Antunes (1960, 1961, 1963, 1967) e de colheitas efetuadas, em grande parte, por geólogos dos Serviços de Geologia e Minas de Angola (Gaspar Soares de Carvalho, M. Mascarenhas Neto, F. Vale, J. Gouveia, L. P. Lapão, etc.) aumentou muito o espólio paleoictiológico, permitindo desenvolvimentos que mostraram que a temática estava longe de esgotada, apesar da obra de Dartevelle & Casier (1943, 1949, 1959).

Os resultados foram sendo publicados. Primeiramente, os referentes à fauna do Iembe (Bacia do Kwanza), considerada como do Turoniano, em que avulta a 1ª descoberta em África do gênero *Ptychodus* (Antunes, 1961a). Depois, a do Farol das Lagostas (Antunes, 1964a, 1978), agora datada do Pliocênico e caracterizada, nomeadamente, pela presença do tubarão branco, *Carcharodon carcharias*, associado ao gigante em vias de desaparição, *Megaselachus megalodon* e ao tubarão-tigre ainda atual, *Galeocerdo cuvier.*

Os seláceos do Cretácico foram tema de uma memória de Antunes & Cappetta (2002) onde se apresenta uma síntese de conhecimentos, incluindo a descrição de novos *taxa* de que se destacam representantes de *Chlamydoselachus*, gênero arcaico ainda existente, representado por uma espécie gigante, *C. goliath* e *C. gracilis*. É igualmente um contributo dos pontos de vista comparativo, paleoecológico, evolutivo e paleogeográfico.

Por outro lado, foi evidenciada a presença frequente de um Lamniforme especial, conhecido antes no Miocênico da Patagônia (Argentina) e da Austrália mas não ainda na África, *Carcharoides totuserratus;* evidencia o caráter menos "quente" da fauna de peixes miocênicos do Sul de Angola, consequente da corrente fria que se mantém, a de Benguela (figura 33.16) – *Carcharoides totuserratus*, dentes laterais superiores e dentes inferiores de tubarão do miocênico da Bacia do Namibe) (Antunes, 1969).

Figura 33.16 Tubarão, *Carcharoides totuserratus*, dentes laterais superiores () e (B) do Miocênico da Bacia do Namibe (Antunes, 1969, Pl. II).

Para o Cretácico, os peixes foram objeto de estudo pormenorizado (Antunes & Cappetta, 2002): 50 espécies estudadas, 24 de novo, cinco novas, incluindo duas do gênero arcaico *Chlamydoselachus* e uma que constitui a espécie-tipo de novo gênero – *Angolaia benguelaensis*. Foram estabelecidas comparações com outras da Europa, África e América do Norte. Dentre as associações do Cretácico tardio (Campaniano Superior–Maastrichtiano) estão representadas algumas invulgares por corresponderem a águas profundas, o que era desconhecido em África. Foi inclusivamente possível progredir no conhecimento de anomalias dentárias relacionadas com a predação por tubarões de presas com estruturas defensivas, como espinhos de raias (Balbino & Antunes, 2007) (figura 33.17).

Na década de 1960 foram colhidos ossos de répteis marinhos, com destaque para os de Iembe, datados do Turoniano. Alguns de mosassauros permitiram descrever, como novidades para a Ciência (Antunes, 1964), *Angolasaurus bocagei* (figura 33.18). Revisões ulteriores vieram confirmar a validade destes *taxa*.

Figura 33.17 Dentes superiores de tubarão, *Squalicorax pristodontus*, do Maastrichtiano de Bentiaba (Bacia do Namibe), coalescentes em resultado de lesão por mordidela de parte dura, possivelmente espinho caudal de raia.

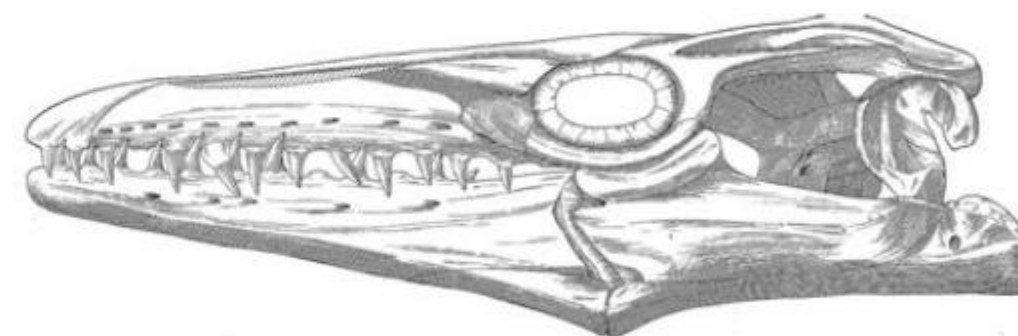



Figura 33.18 Mosassauro, *Angolasaurus bocagei* – cabeça óssea em vista lateral, reconstituição (Antunes, 1964, Est. XIII). Cretácico Superior (Turoniano), Iembe (Bacia do Kwanza).

Nas formações do litoral de Angola, os mosassauros são os répteis mais importantes do Cretácico Superior. No Campaniano–Maastrichtiano foram caracterizados pela primeira vez os *Globidens*, mas há outros. Ocorrem quelônios e plesiossauros (Antunes, 1964).

É curiosa a presença de grandes serpentes marinhas dos gêneros *Palaeophis* (no Eocênico de Cabinda: Gruta de Lândana, Sassa-Zau) e *Pterosphenus*, no Eocênico de Ambrizete (Antunes, 1964). Também no Paleocênico de Cabinda (Lândana) apareceram restos de crocodilo mesosuquiano, longirrostro, descrito como *Congosaurus bequaerti* (Swinton, 1950). Crocodilos indeterminados ocorrem no Paleocênico e Eocênico desde Cabinda ao Namibe.

Pesquisas em 2005 deram resultados significativos na área de Iembe, situada na Bacia do Kwanza, e na Bacia do Namibe (Jacobs *et alii*, 2006). No Iembe, os níveis do Turoniano haviam dado, entre outros fósseis, os mosassauros *Angolasaurus bocagei* e *Tylosaurus iembeensis* (em revisão quanto ao gênero) relativamente antigos, descritos por Antunes (1964). Novidades especialmente a registar foram a colheita de novos restos de *Angolasaurus*, de plesiossauros, tartarugas e, em especial, do primeiro dinossauro encontrado em Angola, um Saurópode ainda indeterminado (Jacobs *et alii*, 2006). Depósitos mais modernos, do Cretácico terminal, deram na Bacia do Namibe peixes, mosassauros atribuídos ao gênero *Prognathodon*, plesiossauros e tartarugas.

C. Novos Resultados são Expectáveis

O conhecimento dos mamíferos é limitado. Ocorrência da maior importância situa-se nas arribas costeiras de Malembo, Cabinda, onde Dartevelle colheu fáunula de mamíferos terrestres numa série essencialmente marinha. Aquele autor a havia considerado miocênica (Dartevelle, 1935). Porém, trata-se de mamíferos do Oligocênico Inferior, os primeiros desta idade em toda a África subsaariana (Pickford, 1986), em conjunto muito semelhante ao de El Fayoum, no Egito, embora talvez um pouco mais moderno. Não temos notícia de outro ao Sul do Saara. Por isso, a fáunula mamalógica de Malembo é particularmente importante. Integra os espetaculares *Arsinoitherium* (grandes ungulados com um par de grandes cornos nasais divergentes), hiracoides (*Bunohyrax* aff. *Fajumensis*, *Genohyus* aff. *mirus*), um mastodonte arcaico (*Phiomia* ou *Hemimastodon*), um antropoide e um sirênio. Como resultado desta datação, está explicado o arcaísmo de elementos da fauna de peixes do mesmo nível, que era tida por miocênica – apesar do estádio pouco evolucionado de certos tubarões (*Galeocerdo*, *Hemipristis*, além de outros) e da persistência, anômala se a idade fosse miocênica, de formas arcaicas, de que *Propristis* é exemplo. A associação de peixes traduz a proximidade de terras emersas. A par de animais marinhos, a maioria, há formas eurialinas, como bagres (*Arius*, *Tachysurus*), e uma de água doce, o dipnoico *Protopterus*.

A área do "Cemitério dos Ossos", ca. de 1 300 m S do Farol das Lagostas (Luanda) permitiu expor numerosos ossos de grande porte, de cetáceos, que a erosão cársica foi libertando dos tufos calcários pliocênicos (Antunes, 1964). Que saibamos, não foram objeto de qualquer estudo pormenorizado.

Alguns restos de mamíferos quaternários têm sido referidos em depósitos quaternários do litoral de Angola, embora com projeção muito limitada dos pontos de vista quantitativo e qualitativo, e sem estudo adequado. No "Cemitério dos Ossos", perto do Farol das Lagostas (Luanda), apareceram dentes atribuíveis ao pequeno búfalo vermelho de floresta ou pacaça, *Bubalus (Syncerus)* cf. *nanus*; ao porco-do-mato *Phacochoerus* sp.; e a uma zebra, *Equus (Hippotigris)* cf. *zebra* (Antunes, 1961b). A associação é quaternária, senão moderna.

Enfim, registre-se uma curiosa ocorrência de baleia interpretada como "baleia azul" (*Balenoptera* sp.) que terá dado à costa há mais de 300 000 anos, no local Dungo V, perto de Baía Farta (Benguela). O cadáver terá sido esquartejado pelo homem, que abandonou no sítio indústrias líticas: mais de 50 bifaces, machados e lascas (Gutiérrez *et alii*, 2001).

D. Fósseis dos Depósitos Cársicos Plio-plistocênicos da Leba (Humpata)

Outras ocorrências paleontológicas relevantes são as de grutas com depósitos calcários, incluindo brechas ricas de ossos de mamíferos, no Planalto da Humpata, nas proximidades da cidade de Lubango (antes Sá da Bandeira). Grande número de restos de babuínos suscitava expectativas, até agora frustradas, da ocorrência de hominídeos, o que reforçava o seu interesse.

Na área afloram calcários dolomíticos, às vezes com estromatólitos (*Collenia*, *Conophyton*), da Série Su-

perior da Chela; datam talvez do Silúrico (Vale, 1973). Submetidos à erosão, neles se originaram grutas, entre as quais as da Leba, Cangalongue, etc.

Os depósitos das grutas eram explorados para cal, pelo que chamaram a atenção os ossos fósseis que contêm. As primeiras colheitas devem-se a Fernando Mouta, a partir de 1947. Enviou material a Camille Arambourg, autor de uma comunicação preliminar (Arambourg & Mouta, 1952). Seguiram-se prospecções de A. Machado Cruz; e de M. Telles Antunes em outubro de 1960. Destas, bem como da reapreciação do material examinado por Arambourg, resultaram notas por Antunes (1962, 1965); prosseguiram trabalhos, prejudicados por vicissitudes que impediram a conclusão de uma monografia, em grande parte redigida (Antunes & Eric Delson, inédita, embora citada em Delson & Dean (1992). Delson & Dean (1992) utilizaram dados referentes a Leba, mostrando a existência de uma só espécie de babuíno, *Papio (Dinopithecus) quadratirostris* Iwamoto, 1982.

Colhemos blocos de brecha que, tratados com ácido acético diluído, deram numerosos pequenos vertebrados, sobretudo mamíferos, em estudo por P. Mein.

Outras intervenções vieram a concretizar-se. Sem referir todas, destacaremos as expedições (1989 e 1990) de M. Pickford, P. Mein e B. Senut, que publicaram resultados (Pickford *et alii*,1992, 1994). As faunas de mamíferos incluem numerosos roedores, insetívoros e quirópteros, um primata que classificam como *Theropithecus*, e escassos mamíferos maiores. Datam de entre o Pliocênico Superior e o Plistocênico Inferior.

Referências

ADNET, S.; ANTUNES, M. T. & BALBINO, A. 2007. Cenozoic Selachians from Angola and their interest for the knowledge of Southern Hemisphere fossil sharks and Rays. *In:* Paleontologia: Cenários de Vida, Editores: Ismar de Souza Carvalho *et alii* Editora Interciência, v. 1, 827-834.

ANDRADE, M. M. & ANDRADE, J. M. 1957. Estado atual dos conhecimentos sobre a Paleontologia de Angola (até fins de 1955). *Anais* da *Junta de Investigações do Ultramar,* XII (IV).

ANTUNES, M. T. 1961a. Sur la faune de Vertébrés du Crétacé de Iembe (Angola). *C. R. Acad. Sci. Paris, 253*: 513-514.

ANTUNES, M. T. 1961b. A jazida de vertebrados fósseis do Farol das Lagostas II – Paleontologia. *Boletim*, Portugal – Província de Angola, Serviços de Geologia e Minas, *3:* 11-18. Luanda.

ANTUNES, M. T. 1962. Note sommaire sur quelques faunes de mammifères quaternaires de l'Angola. *In:* Colloques Internationaux du Centre National de la Recherche Scientifique nº 104 *PROBLÈMES ACTUELS DE PALÉONTOLOGIE (ÉVOLUTION DES VERTÉBRÉS)*, Paris 29 Mai – 3 Juin 1961: 377-379. Éd. du Centre National de la Recherche Scientifique. Paris.

ANTUNES, M. T. 1964a. Sur quelques requins de la faune néogène de Farol das Lagostas (Luanda, Angola). *Mémoires de l'Institut Français d'Afrique Noire*, 68, Mélanges ichthyologiques dédiés à la mémoire d'Achille Valenciennes (1794-1865): 47-63.

ANTUNES, M. T. 1964b. O Neocretácico e o Cenozoico do litoral de Angola/Estratigrafia e faunas de vertebrados. Junta de Investigações do Ultramar, Lisboa, 257 p.

ANTUNES, M. T. 1965. Sur la faune de Vertébrés du Pléistocène de Leba, Humpata (Angola). *In: Actes du V^e Congrès Panafricain de Préhistoire et de l'étude du Quaternaire:* 127-128. Museo Arqueológico de Tenerife. Santa Cruz de Tenerife, Islas Canarias.

ANTUNES, M. T. 1966. Contribuição para o conhecimento dos nautiloides fósseis de Angola/Conclusões estratigráficas sobre o Cretácico terminal da bacia de Moçâmedes, a propósito dos cefalópodes de S. Nicolau. *Garcia de Orta* (Lisboa), vol. 14, nº 1, p. 109-138, 13 est.

ANTUNES, M. T. 1966. Notícia comentada sobre a memória de M. K. Howarth *"Cretaceous Ammonites and Nautiloids from Angola"*. *Rev. Fac. Ciênc. Lisboa*, 2ª sér. C, vol. XIV, 1º: 131-134.

ANTUNES, M. T. 1969. Sur *Lamna cattica* ssp. *totuserrata*/ Un cas de distribution antiéquatoriale. *Rev. Fac. Ciênc. Lisboa*, 2ª sér. C, vol. XVI, fasc. 1º: 37-62.

ANTUNES, M. T. 1970. Paleontologia de Angola. *In:* CURSO DE GEOLOGIA DO ULTRAMAR, volume II: 125-143. Junta de Investigações do Ultramar. Lisboa.

ANTUNES, M. T. 1978. Faunes ichthyologiques du Néogène supérieur d'Angola, leur âge, remarques sur le Pliocène marin en Afrique australe. *Ciências da Terra (UNL)*, Lisboa, *4:* 59-90.

ANTUNES, M. T. & CAPPETTA, H. 2002. Sélaciens du Crétacé (Albien-Maastrichtien) d'Angola. *In: PALAEONTOGRAPHICA/ BEITRÄGE ZUR NATURGESCHICHTE DER VORZEIT* Abteilung A: Paläozoologie – Stratigraphie, Band 264, Lfg. 5-6, p. 85-146. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller), Stuttgart 2002.

ANTUNES, M. T. [General Coordinator]; MAISEY, J. G.; MARQUES, M. M.; SCHAEFFER, B. [Paleontology Coordinator] & THOMSON, K. S. 1990. Triassic Fishes from the Cassange depression (R.P. de Angola). *Ciências da Terra* (UNL), Lisboa, número especial, p. 1-64.

ANTUNES, M. T. & SORNAY, J. 1969. Contributions à la connaissance du Crétacé supérieur de Barra do Dande, Angola. *Rev. Fac. Ciênc. Lisboa,* 2ª sér. C, vol. XVI, *1:* 65-104.

ARAMBOURG, C. & MOUTA, F. 1952. Les grottes et fentes à ossements du Sud de l'Angola. *Actes Congrès Panafricain de Préhistoire,* 2ᵉ Session. Alger.

BALBINO, A. C. & ANTUNES, M. T. 2007. Pathologic tooth deformities in fossil and modern sharks related to jaw injuries. *C. R. Palevol, 6 (2007): 197-209.*

CASIER, E. 1960. Note sur la Collection des Poissons Paléocènes et Eocènes de l'Enclave de Cabinda (Congo) recueillis par J. Bequaert au cours de sa mission en 1913. Ann. Mus. Royal du Congo Belge/ Tervuren (Belgique) A. – Minéralogie, Géologie, Paléontologie Série III. – Tome I. *2:* 1-48.

CHOFFAT, P. & LORIOL, P. 1888. Matériaux pour l'étude stratigraphique et paléontologique de la Province d'Angola. *Mém. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève,* XXX (2).

COLLIGNON, M. (1979 no volume/ 1977 no artigo em causa) – Ammonites du Crétacé moyen-supérieur de l'Angola. No II Centenário da Academia das Ciências de Lisboa/ Reconhecimento Científico de Angola: *Estudos de Geologia e Paleontologia e de Micologia.* Academia das Ciências de Lisboa, p. 1-75, 32 est.

DARTEVELLE, E. 1935. Les premiers restes de mammifères du tertiaire du Congo: la faune miocène de Malembe (Première note sur les mammifères fossiles du Congo). C.R. 2º Congr. Nat. Sci. (Bruxelles), p. 715-720.

DARTEVELLE, E. 1952. Echinides fossiles du Congo et de l'Angola. Première partie/Introduction historique et stratigraphique. *Ann. Mus. R. Congo Belge,* sér. in 8º, vol. 12, 71 p.

DARTEVELLE, E. 1953. Echinides fossiles du Congo et de l'Angola. Deuxième partie/Description systématique des Echinides fossiles du Congo et de l'Angola. *Ann. Mus. R. Congo Belge,* sér. in 8º, vol. 13, 240 p.

DARTEVELLE, E. 1953. Echinides fossiles du Congo et de l'Angola. Deuxième partie/Description systématique des Echinides fossiles du Congo et de l'Angola. Planches. *Ann. Mus. R. Congo Belge,* sér. in 8º, vol. 13, 19 planches.

DARTEVELLE, E. & CASIER, E. 1943. Les Poissons fossiles du Bas-Congo et des régions voisines 1ʳᵉ partie. *Ann. Mus. Congo Belge, Géol., Pal. et Min.,* sér. III, t. II, *1:* 1-200.

DARTEVELLE, E. & CASIER, E. 1949. Les Poissons fossiles du Bas-Congo et des régions voisines 2ᵉ partie. *Ann. Mus. Congo Belge, Géol., Pal. et Min.,* sér. III, t. II, *2:* 201-255.

DARTEVELLE, E. & CASIER, E. 1959. Les Poissons fossiles du Bas-Congo et des régions voisines 3ᵉ partie. *Ann. Mus. Congo Belge, Géol., Pal. et Min.,* sér. III, t. II, *3:* 257-568.

DARTEVELLE, E. & ROGER, J. 1954. Contribution à la connaissance de la faune du Miocène de l'Angola. *Comun. Serv. Geol. Portugal, 35:* 227-315.

DELSON, E. & DEAN, D. 1992. 4 Are *Papio baringensis* R. Leakey, 1969, and *P. quadratirostris* Iwamoto, 1982, species of *Papio* or *Theropithecus? In:* "*Theropithecus* The Rise and Fall of a Primate Genus", JABLONSKI, N. G. (ed.). Cambridge University Press, p. 125-156..

DOUVILLÉ, H.; PIVETEAU, J. & KELLER, A. 1933. Contribution à la Géologie de l'Angola/ Le Tertiaire de Loanda. *Bol. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Lisboa,* 1ª Série, nº *2:* 63-118. [Inclui descrição dos peixes por J. Piveteau e dos moluscos por H. Douvillé.]

GALVÃO, C. F. 1972. Carta Geológica Folha nº 227-228 Lobito 1:100 000/ Notícia Explicativa [Estudos Petrográficos por Eurico de Sousa Pereira]. Estado de Angola/ Direção Provincial dos Serviços de Geologia e Minas. Luanda, 40 p.

GONÇALVES, F. & ROMAN, F. 1962-1963. Une sous-espèce nouvelle de *Rotula orbiculus* Linné dans les formations plio-quaternaires de l'Angola. *Bol. Mus. Lab. Miner. Geol. Fac. Ciências,* Universidade de Lisboa,vol. 9º, *2º:* 99-106.

GUTIÉRREZ, M.; GUÉRIN, C.; LENA, M. & PIEDADE, M. 2001. Exploitation d'un grand cétacé au Paléolithique ancien: le site de Dungo V à Baía Farta (Benguela, Angola). *C. R. Acad. Sci. Paris* IIA *332:* 357-362.

HAAS, O. 1942. The Vernay collection of cretaceous (Albian) ammonites from Angola. *Bull. Am. Mus. Nat. Hist.,* LXXXI, 1: 1-224, pl. I-XLVII. New York.

HAUGHTON, S. H. [Tradução do inglês para o francês por Ernest Fleury] (1924) – Notes sur quelques Fossiles crétacés de l'Angola (Céphalopodes et Échinides). *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal,* Tomo XV: 79-106, 4 est.

HOWARTH, M.K. 1965. Cretaceous Ammonites and Nautiloids from Angola. *Bull. Brit. Museum (Nat. Hist.),* Geol., *10*(10): 337-412.

JACOBS, L. L.; MATEUS, O.; POLCYN, M. J.; SCHULP, A. S.; ANTUNES, M. T.; MORAIS, M. L. & TAVARES, T. S. 2006. Occurrence and geological setting of cretaceous dinosaurs, mosasaurs, plesiosaurs, and turtles from Angola. *J. Paleont. Soc. Korea, 22*(1): 91-110.

LAMBERT, J. 1934. Appendice/ Sur un Clypeaster de l'Angola. *Bol. Mus. Lab. Miner. Geol. Univ. de Lisboa,* 1ª Série, nº *3:* 247-248.

LAPÃO, L. Projeto. 1971. Carta Geológica, folha nº 206 – Egito Praia 1:100 000/Notícia Explicativa [Estudos Petrográficos por Eurico de Sousa Pereira]. Província de Angola/Direção Provincial dos Serviços de Geologia e Minas. Luanda. 42 p.

LAPÃO, L. G. Projeto. 1972. Carta Geológica, folha nº 184 – Novo Redondo 1:100 000/Notícia Explicativa [Estudos Petrográficos por Margarida Cardoso Simões]. Província de Angola/ Direção Provincial dos Serviços de Geologia e Minas. Luanda. 58 p.

MILLER, A. K. 1951. Tertiary Nautiloids of west-coastal Africa. *Ann. Mus. R. Congo Belge,* s. in 8º, vol. 8: 87.

MILLER, A. K. & CARPENTER, L. B. 1956. Cretaceous and Tertiary Nautiloids from Angola. *Estudos, Ensaios e Documentos,* XXI. Junta de Investigações do Ultramar.

PICKFORD, M. 1986. Première découverte d'une faune mammalienne terrestre paléogène d'Afrique sub-saharienne. *C. R. Acad. Sci. Paris,* Série IIA *302:* 1205-1210.

PICKFORD, M.; MEIN, P. & SENUT, B. (1992) – Primate-bearing Plio-Pleistocene cave deposits of Humpata, Southern Angola. *Human Evolution,* 7(1): 17-33.

PICKFORD, M.; MEIN, P. & SENUT, B. 1994. Fossiliferous Neogene Karst fillings in Angola, Botswana and Namibia. *Suid-Afrikaanse Tydskrif vir Wetenskap, 90,* 227-230.

PRIEM, F. 1907. Poissons tertiaires des possessions africaines du Portugal. *Comun. Commiss. Serv. Geol. Portugal, 7*(1): 74-79.

RENNIE, J. V. L. 1945. Lamelibrânquios e Gastrópodos do Cretácico Superior de Angola. *Memórias/ Série Geológica* I, Junta das Missões Geográficas e de Investigações Coloniais, 141 p. [Com uma versão em inglês.]

ROCHA, A. T. 1973. Contribution à l'étude des Foraminifères paléogènes du Bassin du Cuanza (Angola). *Memórias e Trabalhos,* Publicação do Instituto de Investigação Científica de Angola, nº 12: 182 p. Luanda. [Acompanhada da tradução do original em francês, p.183-309.]

ROCHA, A. T. 1978. Contribution à la stratigraphie du Sénonien et du Paléogène du Bassin sédimentaire de Benguela (Angola). Actes du VIᵉ Colloque Africain de Micropaléontologie – Tunis 1974/ *Annales des Mines et de la Géologie,* Tunis nº 28, vol. II, 1978: 405-417.

ROCHA, A. T. 1979. Notas micropaleontológicas sobre as formações sedimentares da orla mesocenozoica de Angola II – Ocorrência de *Daucina ermaniana* var. *obtusa* (foraminífero) no Paleogênico da Bacia do Cuanza (Angola). *Garcia de Orta,* Ser. Geol., Lisboa, *3*(1-2): 17-20.

ROCHA, A. T. 1981. Foraminíferos planctônicos da mancha de Cabeço da Baleia (Bacia sedimentar de Benguela, Angola). *Boletim*/Sociedade Geológica de Portugal, vol. XXII: 349-350. Lisboa. [Volume de Homenagem ao Professor/Doutor Carlos Teixeira 1980-1981, acabado de imprimir em setembro de 1983.]

SCHLUMBERGER, C. 1888-1892. IX Nota acerca dos foraminíferos fósseis da Província de Angola. *Communicações da Commissão dos Trabalhos Geologicos de Portugal,* 2: 125-128. [Tradução de uma nota inserta no *Bulletin de la Société Géologique de France,* 3ᵉ série, 1888: 402.]

SILVA, G. H. 1963. Lamelibrânquios do Cretácico da Região Carunjamba – Salinas – S. Nicolau (Angola). *Boletim, 8:*5-67. Serviços de Geologia e Minas, Portugal – Província de Angola.

SILVA, G. H. & SOARES, A. F. 1961. Contribuição para o conhecimento da fauna miocênica de S. Pedro da Barra e do Farol das Lagostas (Luanda, Angola). *Garcia de Orta, 9* (4): 721-736.

SOARES, A. F. 1961. Lamelibrânquios do Cretácico da Região de Benguela-Cuio (Angola). *Boletim dos Serviços de Geologia e Minas de Angola, 4:* 5-62.

SOARES, A. F. 1965. Contribuição para o estudo dos lamelibrânquios cretácicos da Região de Moçâmedes. *Boletim, 11:* 137-181. Serviços de Geologia e Minas, Portugal – Província de Angola.

SPATH, L. F. 1951. Preliminary notice on some upper cretaceous ammonite faunas from Angola. *Com. Serv. Geol. Portugal,* 32/1ª parte: 123-130.

SWINTON, W. E. 1950. On *Congosaurus bequaerti* Dollo. *Ann. Mus. Royal Congo Belge,* sér. in 8º, Sc. Géol., 4: 35 p.

TAVARES, T.; MEISTER, C.; DUARTE-MORAIS, D.L. & DAVID, B. 2007. Albian ammonites of the Benguela Basin (Angola): a biostratigraphic approach. *South African Journal of Geology, 110:* 137-156.

TEIXEIRA, C. 1960. Sur quelques fossiles du Karroo de la Lunda, Angola. Companhia dos Diamantes de Angola (DIAMANG), Lisboa. *Publicações Culturais, 50:* 79-116.

VALE, F. S. 1973. Carta Geológica, folha nº 355 – Humpata – Cainde/1:100 000. Notícia Explicativa. Direção Prov. dos Serviços de Geologia e Minas. Luanda. 45 p.

VINCENT, E.; DOLLO, L. & LERICHE, M. 1913. Matériaux pour la paléontologie du Bas et du Moyen-Congo. La faune paléocène de Landana. Annales du Musée du Congo Belge, S. III, – *Bas et moyen Congo.* Tome I. Fascicule 1, 91 p.

Cabo Verde

As ilhas que constituem o Arquipélago de Cabo Verde são essencialmente de natureza vulcânica. Ocorrem depósitos sedimentares, uns modernos, outros do Cretácico. Quanto a estes, destacam-se afloramentos na Ilha do Maio com interessantes associações de amonites. São, sem dúvida, uma das características mais notáveis do ponto de vista paleontológico proporcionadas pelas unidades sedimentares.

O conhecimento de rochas sedimentares é antigo. Para centrar as referências na mais mediática, recorde-se que algumas haviam sido observadas por Darwin quando da viagem do Beagle.

No caso de Cabo Verde, prevaleceram interpretações da fauna de invertebrados (sobretudo das faunas malacológicas) reportando-as ao Miocênico. Estas interpretações decorreram normalmente de estudos efetuados por paleontólogos europeus, em consequência de reconhecerem espécies presentes no Miocênico da Europa. Depois, sobretudo graças a Georges Lecointre, veio a reconhecer-se que a distribuição paleogeográfica estava estreitamente condicionada por características térmicas; o decréscimo de temperatura das águas verificado a partir do Miocênico Médio determinou, na Europa, extinções de espécies que sobreviveram em latitudes mais próximas do Equador; por isso, a presença em comum não significava sincronismo. Assunção (1968) havia abordado este problema, com base nos trabalhos de Lecointre. Discutimos, se bem que marginalmente no caso de Cabo Verde, a presença do tubarão-tigre, *Galeocerdo cuvier,* representado na Ilha de Santiago, entre as colheitas de Bacelar Bebiano estudadas por Torres & Soares (1946), autores que não referem a ocorrência. O gênero está representado por uma espécie menos evolucionada, *G. aduncus,* no Miocênico terminal – caso do Messiniano da Bacia de Alvalade, no Sul de Portugal (Antunes & Balbino, 2003) – enquanto *G. cuvier* existe em grande número em faunas do Pliocênico (Antunes, 1963, 1977, 1978). Assim, a ocorrência em Santiago significa idade pós-miocênica.

Esta conclusão não é incompatível com a presença de *Carcharocles megalodon* na Ilha de Maio, reportada "ao Miocênico ou ao Pliocênico" (Serralheiro, 1968) ou ao "Mio-Pliocênico" (Serralheiro, 1970, 1976); Serralheiro também cita a mesma espécie para a Ilha de Santiago. Claro que não tomamos posição acerca de correlações entre depósitos fossilíferos das duas ilhas. Esta problemática é discutida no cuidadoso trabalho sobre a Ilha do Sal por um especialista muito experiente no Neogênico europeu e da África do Norte (Lecointre, 1963): *"La question serait à revoir en partant du point de vue suivant: la faune vindobonienne d'Europe a occupé le Maroc atlantique au Pliocène pour venir s'installer au Quaternaire sur les côtes sénégaliennes où, pour une grande part, elle subsiste encore"* (p. 285). A maior parte dos depósitos fossilíferos são efetivamente quaternários, embora a presença na Ilha de Maio de equinídeos determinados por Jean Roman como *Clypeaster altus* Klein e *C. melitensis* Michelin pareça indicar o Miocênico (Lecointre, 1963).

De qualquer modo, é evidente que as faunas malacológicas não dão indicações rigorosas quanto à cronologia.

Os depósitos quaternários de várias ilhas de Cabo Verde, em particular de antigas praias em níveis de 2-6 m até 80-100 m; foram dadas listas de lamelibrânquios e gastrópodes (Serralheiro, 1968), que conviria comparar com associações sul-americanas.

Guiné-Bissau

O primeiro reconhecimento geológico sistemático foi efetuado por João Carrington Simões da Costa, numa missão efetuada no âmbito da antiga Junta das Missões Geográficas e de Investigações Coloniais (Costa, 1946). Há uma síntese no Curso de Geologia do Ultramar (Teixeira, 1968).

O território encontra-se em grande parte coberto por laterite e depósitos sedimentares modernos, marinhos ou relacionados com os principais cursos de água. Rareiam afloramentos de rochas antigas. Assim, o conhecimento geológico resulta, em grande parte, de sondagens.

O substrato engloba unidades relacionadas com o Maciço de Futa-Djalon, com terrenos de idade agnotozoica e paleozoica, e coberturas do Cretácico terminal (Maastrichtiano) e do Cenozoico (Paleocênico, Eocênico, Oligocênico e Miocênico) enquadradas na Bacia do Senegal.

Algumas unidades paleozoicas são fossilíferas. Os "xistos de Buba" deram *Monograptus,* graptólitos do Silúrico, esporos e quitinozoários. Sucedem-lhes doleritos e, a estes, um conjunto de grés.

Nestes, é de realçar a descoberta de fósseis junto dos rápidos do Rio Corubal, em Cusselinta. Daí a designação de "Grés de Cusselinta". No conjunto, trata-se da mais rica ocorrência paleontológica na região.

A área foi pesquisada por uma missão da Junta de Investigações do Ultramar chefiada por Gaspar Soares de Carvalho, acompanhado por Bernardino Ferro, de fevereiro a junho de 1958. Foram feitas colheitas abundantes, representativas de uma fauna do Devônico Inferior, incluindo: uma trilobite, considerada como espécie nova, *Burmeisteria (Digonus) guineensis* (figuras 33.19 e 33.20 e numerosos outros fósseis, com destaque para braquiópodes (Serralheiro & Silva, 1962) (figura 33.21). A fauna de Cusselinta, pela riqueza e posição geográfica, é do maior interesse para quaisquer estudos comparativos com outras congêneres da Europa e Norte da África, bem como, por outro lado, com as do hemisfério sul (Brasil, África do Sul, p. ex.).

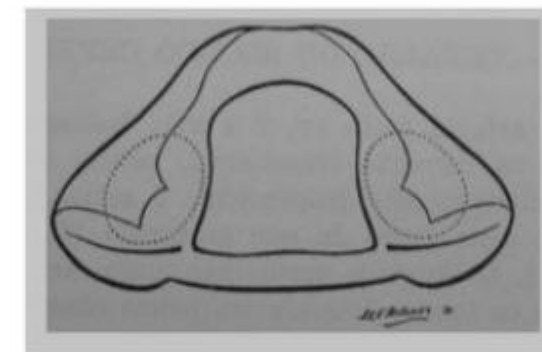



Figura 33.19 Trilobite, *Burmeisteria (Digonus) guineensis,* reconstituição de cefalão (M. Telles Antunes, *in* Ferro, 1961). Devônico, Cusselinta (Guiné-Bissau).

Figura 33.20 *Burmeisteria (Digonus),* pigídio, vistas dorsal e lateral (M. Telles Antunes, *in:* Ferro, 1961).

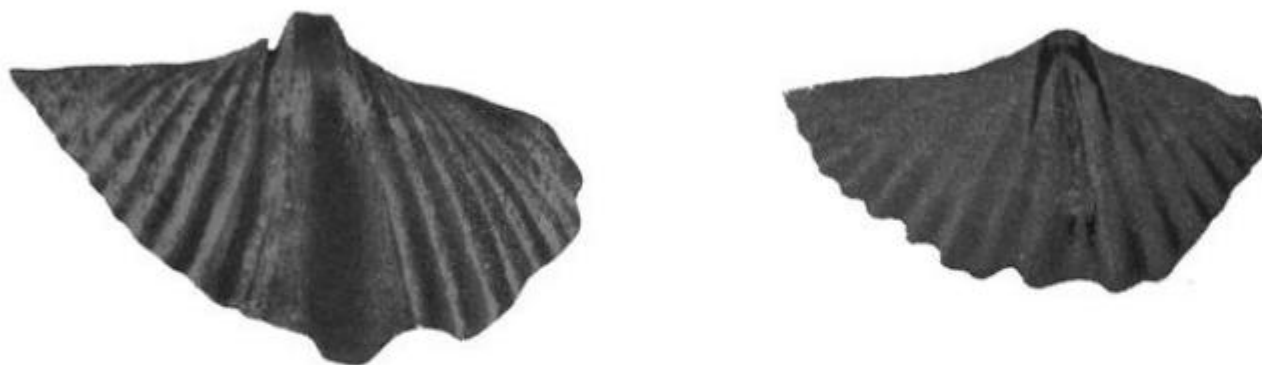



Figura 33.21 Espiriferídeo, *Hysterolithes hystericus,* moldes internos de valvas ventrais, Devônico, Cusselinta (Serralheiro & Silva, 1962, Est. III 2-3).

A última unidade paleozoica caracterizada, os "Xistos de Bafatá", deram *Spirifer verneuilli,* do Devônico Médio e Superior.

Quanto ao enchimento da Bacia do Senegal, alguns níveis do Cretácico a partir do Albiano deram microfósseis: foraminíferos, pólens e esporos.

Também a evidência micropaleontológica caracterizou, em sondagens, o Paleocênico; ocorrem os primeiros *Nummulites.* Além destes, foi reconhecida a expectável presença de Heterosteginas (foraminíferos comuns ainda hoje em águas tropicais) (Rocha & Freitas, 1969).

Numulitídeos e outros fósseis, moluscos em particular, eram conhecidos há muito em afloramentos de calcários, margas, níveis fosfatados e outras rochas do Eocênico. Explorações de fosfatos deram interessante fauna de peixes eocênicos, comparável a outras da África do Norte (sobretudo de Marrocos), da Nigéria, e de Angola.

De sondagens perto de Cachéu provém uma fáunula ictiológica inicialmente considerada como miocênica, embora possa pensar-se em idade algo anterior, do Oligocênico (Antunes, 1972). Destacam-se Orectolobídeos *(Ginglymostoma delfortriei)* a par de um *Galeocerdo* mais arcaico do que *G. aduncus* embora mais progressivo do que os primeiros representantes, do Eocênico Superior. Entre os demais elementos contam-se um *Carcharhinus* sp. (*bull shark*) e uma grande barracuda *(Sphyraena),* que corroboram a indicação dada por *Ginglymostoma:* sem qualquer dúvida, ambientes de mar quente e profundidade moderada semelhantes aos prevalecentes ainda hoje no Golfo da Guiné.

Moçambique

Moçambique integra diversas grandes unidades geológicas que, no tempo, se situam desde o pré-câmbrico. No concernente à Paleontologia, há a registrar contributos portugueses desde o século XIX, com colheitas de fósseis de peixes estudados por Priem (as identificações de Priem parecem padecer de convicção apriorística de idade eocênica, mas o conjunto é nitidamente miocênico, provavelmente inferior) e Choffat (espetaculares amonites cretácicas de Conducia). Ulteriormente, registram-se trabalhos de investigadores relacionados com as Universidades de Coimbra (A. Ferreira Soares, Gumerzindo Henriques da Silva), de Lisboa (C. Teixeira, F. A. Gonçalves) e Nova de Lisboa (M. Telles Antunes). Dentre as unidades fossilíferas destacam-se:

- unidades do Sistema do Karroo (Carbonífero ao Triássico), com destaque para as assentadas produtoras de carvão (Moatize), com fósseis vegetais (Teixeira, 1946) da flora com *Glossopteris,* e as da área próxima do Niassa, com uma interessante associação de répteis mamalianos do gênero *Endothiodon* (Antunes, 1975);
- do Jurássico do Norte de Moçambique, reconhecido pela primeira vez por G. Henriques da Silva (1966) ao estudar uma coleção de moluscos fósseis, pertencente ao Instituto de Investigação Científica de Moçambique;
- do Cretácico, sobretudo notável pelas amonites de Conducia (Choffat, 1903). Henriques da Silva (1961,1966) apresenta um catálogo dos Lamelibrânquios e Gastrópodes;
- do Terciário, nomeadamente de unidades eocênicas e do Miocênico do distrito de Inhambane. Destaca-se o estudo paleontológico realizado por Cox (1933). A fauna das formações estudadas, francamente fossilíferas, continha, segundo Cox (1939), moluscos, gastrópodes, lamelibrânquios, equinídeos, dentes de peixe, crustáceos e foraminíferos, particularmente abundantes em Monguè.

São Tomé e Príncipe

Na pequena Ilha do Príncipe, perto da de S. Tomé, no Golfo da Guiné, ocorrem calcários conquíferos, marinhos, em áreas muito reduzidas. Tem-lhes sido atribuída idade miocênica. Além de numerosos moluscos, deram coraliários, fragmentos de equinídeos, dentes de peixes, foraminíferos e algas calcárias, tudo em estado de conservação longe do ideal. Representam ambiente tropical e profundidade entre cerca de 30 e 70 metros. A datação mais rigorosa não tem sido possível.

Na mesma ilha e em S. Tomé foram colhidos foraminíferos quaternários (Moura, 1961, 1970).

Referências

ANTUNES, M. T. 1963. Sur quelques requins de la faune néogène de Farol das Lagostas (Luanda, Angola). *Mémoires de l'Institut Français d'Afrique Noire,* 68, Mélanges ichthyologiques dédiés à la mémoire d'Achille Valenciennes (1794-1865): 47-63. IFAN-Dakar.

ANTUNES, M. T. 1972. Faunules ichthyologiques oligo (?) – miocènes de Guinée Portugaise. *Rev. Fac. Ciênc. Lisboa,* 2ª sér. C, vol. XVII, *1:* 1-18, 4 est.

ANTUNES, M. T 1975. Sur quelques reptiles du Karroo de Maniamba, Moçambique. *Colloque International C.N.R.S, nº 218* (Paris, 4-9 juin 1973), Problèmes actuels de Paleontologie Évolution: 371-378, 7 pl.

ANTUNES, M. T. 1977. Late Neogene fish faunas from Angola, their age and significance. Jurij Alexandrovich Orlov Memorial Number, *Journal of the Palaeontological Society of India, 20:* 1977: 224-229.

ANTUNES, M. T. & BALBINO, A. C. 2003. Uppermost Miocene Lamniform Selachians (Pisces) from the Alvalade basin (Portugal). *Ciências da Terra (UNL),* Lisboa, *15:* 41-154, 1 Tab., 4 Pl.

ASSUNÇÃO, C. T. 1968. Geologia da Província de Cabo Verde. Junta de Investigações do Ultramar, *CURSO DE GEOLOGIA DO ULTRAMAR* realizado na Faculdade de Ciências de Lisboa, em 1964, com o patrocínio da Fundação C. Gulbenkian, vol. I: 1-51, 13 est.

BEBIANO, J. B. 1932. A Geologia do Arquipélago de Cabo Verde. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal,* Tomo 18.

BERNOULLI, D.; HOTTINGER, L., SPEZZAFERRI, S. & STILLE, P. 2007. Miocene shallow-water limestones from São Nicolau (Cabo Verde): Caribbean-type benthic fauna and time constraints for volcanism. *Swiss j. geosci. 100* (2007) 215-225.

COSTA, J. C. 1946. Fisiografia e Geologia da Província da Guiné. *Boletim da Sociedade Geológica de Portugal,* vol. V, Fasc. III: 171-266, 1 esboço geológico. Porto.

COX, L. R., & STUBBLEFIELD, C. J. 1939.- Depósitos terciários e pós-pliocenos do distrito de Inhambane: estudo paleontológico das respectivas faunas de moluscos e crustáceos. *Série de Geologia e Minas- Memórias e Comunicações.* Imprensa Nacional, Lourenço Marques. 108 p.

CHOFFAT, P. 1903. Le crétacique de Conducia (Contributions à la connaissance géologique des colonies portugaises d'Afrique). *Commission du Service Géologique du Portugal.* Lisboa, 24 p.

FERRO, B. P. A. 1961. Contribuição para o conhecimento da fauna devônica de Cusselinta (Guiné Portuguesa). I. Trilobites: *«Burmeisteria (Digonus) guineensis»* n. sp. *Garcia de Orta,* Lisboa. *9* (4): 743-750.

GONÇALVES, F. 1961. Alguns equinídeos fosseis da "Formação de Santiago", Magude Moçambique. *Garcia de Orta,* vol. 9, nº 4:737-742, três estampas.

LECOINTRE, G. 1963. Sur les terrains sédimentaires de l'île de Sal/ Avec remarques sur les îles de Santiago et de Maio (archipel du Cap-Vert). *Garcia de Orta* (Lisboa), *11* 2: 275-289.

MOURA, A. R. 1961. Contribuição para o conhecimento dos foraminíferos das praias levantadas de S. Tomé e Príncipe. *Garcia de Orta* (Lisboa), *9* (4): 751-758.

MOURA, A. R. 1970. Foraminíferos quaternários da Ilha do Príncipe. *Memórias e Notícias,* Publ. Museu e La-

boratório Mineralógico e Geológico da Universidade de Coimbra, *69:* 1-57.

PRIEM, F. (1907) Poissons tertiaires des possessions africaines du Portugal. *Communicações da Commissão do Serviço Geológico de Portugal*, tomo VII: 74-79.

ROCHA, A. T. & FREITAS, M. J. L. 1969. Notícia sobre a presença de Heterosteginas no Miocênico da Guiné Portuguesa. *Garcia de Orta, 17* (3): 321-332.

SERRALHEIRO, A. 1968. Formações sedimentares do Arquipélago de Cabo Verde. Agrupamento Científico de Geologia da Universidade de Lisboa da Junta de Investigações do Ultramar. 22 p.

SERRALHEIRO, A. 1970. Geologia da Ilha de Maio (Cabo Verde). Junta de Investigações do Ultramar. Lisboa. 103 p.

SERRALHEIRO, A. 1976. A Geologia da Ilha de Santiago (Cabo Verde). *Bol. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciências, 14* (2): 157-372.

SERRALHEIRO, A. & SILVA, L. C. 1962. Contribuição para o conhecimento da fauna devônica de Cusselinta (Guiné Portuguesa). 2. Espiriferídeos. *Garcia de Orta*, Lisboa. *10* (4): 681-703.

SILVA, G. H. 1956. La faune miocène de l'île du Prince. *Memórias e Notícias*, Publ. Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Universidade de Coimbra, *(42)* 29-53.

SILVA, G. H. 1958. Nota sobre a microfauna do Miocênico marinho da Ilha do Príncipe. *Memórias e Notícias*, Publ. Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Universidade de Coimbra, *45:* 56-59.

SILVA, G. H. 1961. Fósseis do Miocênico marinho das plantações Santiago, Magude. *Rev. Est. Gerais Univ.* Moçambique, Lourenço Marques, série VI, vol. IV, nº 6: 1-21.

SILVA, G.H. 1965. Contribuição para um catálogo dos Lamelibrânquios fósseis do Cretácico de Moçambique. *Rev. Est. Gerais Univ.* Moçambique. Série VI, Ciências Geológicas, Vol. II, 1-40 p.

SILVA, G. H. 1966. Sobre a ocorrência do Jurássico marinho no Norte de Moçambique. *Rev. Est. Gerais Univ.* Moçambique, Lourenço Marques, série VI, vol. III: 61-70.

SOARES, A. F. & SILVA, G. H. 1970. Contribuição para o estudo da geologia do Maputo (Estratigrafia e Paleontologia da região de Madubula e suas relações com áreas vizinhas). *Rev. Ciênc. Geol.* Univ. l. Marques, *3:* 1-85.

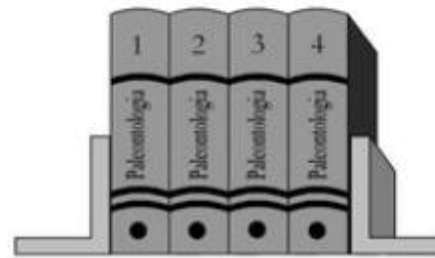
TEIXEIRA, C. 1946. Sur la flore fossil du Karroo de Zambézie (Mozambique). *Bull. Soc. Géol. France*, p. 252-254.

TEIXEIRA, J. E. 1968. Geologia da Guiné Portuguesa. Junta de Investigações do Ultramar, *CURSO DE GEOLOGIA DO ULTRAMAR* realizado na Faculdade de Ciências de Lisboa, em 1964, com o patrocínio da Fundação C. Gulbenkian, *1:* 53-103, 10 est., 1 carta geológica.

TORRES, A. S. & SOARES, J. M. P. 1946. Formações sedimentares do Arquipélago de Cabo Verde I – Atualização de conhecimentos. Junta das Missões Geográficas e de Investigações Coloniais, *Memórias/ Série Geológica*, III, 397 p.

EDUCAÇÃO

Educação e Paleontologia

Cibele Schwanke
Mirian do Amaral Jonis Silva

O universo do saber paleontológico encontra-se permeado por conceitos, inferências e interpretações referentes ao mundo e à vida passados que são resultantes de séculos de investigação científica e possibilidades tecnológicas que permitem ao homem atual desvendar e recontar a História da Vida e da Terra. Este conhecimento tem sido fruto do trabalho de pesquisadores nacionais e estrangeiros que ao "fazerem" ciência contribuem, substancialmente, para a compreensão da amplitude da Paleontologia.

Pensando a Paleontologia como uma ciência histórica, cuja história pode ser contada em uma escala de milhões e milhões de anos, onde eventos geológicos e geográficos e processos evolutivos ocorridos no mundo biológico estão registrados de diferentes maneiras, depreende-se que o ensino desta área do saber é de extrema relevância. Dessa forma, a Paleontologia, vista a partir de uma ótica educacional, tem um importante papel a cumprir, seja contribuindo na geração e disseminação do conhecimento, auxiliando na compreensão de processos naturais complexos ou colaborando na formação de cidadãos críticos e atuantes dentro de uma sociedade. No entanto, o conhecimento paleontológico ainda restringe-se muito aos centros de pesquisa, museus e discussões existentes nos meios acadêmicos, permanecendo distanciado da comunidade em geral, podendo ser considerado subutilizado na educação brasileira como um todo.

Analisando brevemente a trajetória do conhecimento, desde sua origem, até sua divulgação e suas potencialidades educacionais, passamos por uma série de níveis de escolaridade e diversos segmentos profissionais. Numa tentativa de pontuar como a Paleontologia se encontra em cada um destes setores e de que maneira os mesmos podem contribuir no sentido de proporcionar atividades educativas, é possível estabelecer um fio condutor que integre os diferentes espaços em que são produzidos e veiculados os conhecimentos paleontológicos. O ponto de partida seria a universidade, tendo em vista o papel fundamental dos centros de pesquisa, tradicionalmente vistos como *locus* privilegiado da produção dos conhecimentos científicos que referenciam a prática educativa. Seguindo-se esta mesma linha, destaca-se a importância dos museus, da mídia e do turismo como veículos que promovem a difusão de informações. Por fim, reconhece-se a escolarização como uma das potenciais vias de acesso aos conhecimentos paleontológicos, enfatizando-se a necessidade de uma inserção mais efetiva da Paleontologia no currículo escolar.

A Universidade e seu Papel na Produção e Transmissão do Conhecimento Paleontológico

O marco inicial do processo de investigação e disseminação do conhecimento paleontológico ocorre nos centros acadêmicos e instituições de pesquisa e Ensino Superior, representados por universidades e museus. Nestas instituições, de uma maneira generalizada, a pesquisa paleontológica, quando presente, é realizada com a aplicação de metodologias, procedimentos e tecnologias disponíveis, resultando na criação de conhecimentos por parte de especialistas, divulgados mediante a publicação de artigos científicos e apresentações em eventos relacionados à área. Como muitos destes pesquisadores são também professores de graduação, pós-graduação e orientadores de alunos, demarca-se o início do processo de ensino, com a transmissão de conhecimento. Um outro eixo da instituição universitária que se une à pesquisa e ao ensino é a extensão, onde a universidade efetivamente oportuniza um acesso direto da comunidade ao conhecimento e desenvolvimento tecnológico gerado nos centros e unidades acadêmicas.

De uma maneira geral, pode-se considerar que a Paleontologia, enquanto ciência e disciplina, possui uma identidade própria no meio acadêmico, sobretudo nos cursos de Geologia e Biologia, quer seja através de disciplinas ou de departamentos e setores que desenvolvem pesquisas nesta área, muitos deles ligados a programas de pós-graduação. Ressalta-se, contudo, que a abordagem do conhecimento paleontológico deveria ser diferenciada, tratando-se do curso onde a disciplina Paleontologia é oferecida, o que nem sempre é verificado. Apesar de ser uma disciplina quase sempre obrigatória nos cursos de Geologia e Biologia, na maioria das vezes, aborda-se uma Paleontologia básica, sem maiores aprofundamentos e possibilidades de discussões. No caso da licenciatura, isso acarreta, muitas vezes, um distanciamento da realidade e dos objetivos dos alunos, gerando grande frustração por parte dos mesmos. Neste sentido, a universidade tem um papel único e de extrema importância – o de retratar o mundo paleontológico mediante a adequação de sua terminologia e aplicabilidade, sugerindo formas alternativas de sua abordagem. Esta é uma preocupação que tem sido discutida em várias universidades brasileiras, sobretudo quando relacionadas aos cursos de bacharelado. Na licenciatura, a criação de metodologias inovadoras e o desenvolvimento de materiais instrucionais, realizados em conjunto por especialistas da área de paleontologia e de ensino podem permitir que os conhecimentos paleontológicos sejam transmitidos através de uma metodologia atraente e estimulante, utilizando-se atividades práticas, envolvendo a elaboração de modelos estratigráficos, modelagem de exemplares, interpretações de processos geológicos e biológicos, visando estimular os futuros educadores (Schwanke, 2002).

Pensando não somente em formação profissional, mas em disseminação do conhecimento paleontológico produzido no meio acadêmico e da implementação das propostas didáticas desenvolvidas na universidade, a extensão universitária aparece como o setor de maior abrangência. Na extensão, com a priorização de práticas voltadas ao atendimento das necessidades sociais emergentes relacionadas à educação, enfatizadas pelo Plano de Extensão Universitária de 2001, tentativas de oportunizar programas de extensão ligados à melhoria da qualidade da educação têm surgido como uma ponte de aproximação entre as universidades e a comunidade em geral, principalmente com professores e alunos da Educação Básica. A extensão, neste sentido, não se tem configurado em uma via única, onde a universidade apenas repassa o conhecimento científico produzido, mas sim numa via dupla, com importantes trocas de conhecimentos e experiências entre diferentes setores da sociedade com o meio acadêmico. No âmbito da educação em Paleontologia, a extensão universitária pode contribuir através de programas educativos de naturezas distintas (cursos, exposições, prestação de serviços, organização de eventos, projetos específicos), envolvendo a educação básica; a educação a distância; a capacitação, a qualificação e a formação continuada de profissionais de educação e a cooperação interinstitucional, entre outros.

A Importância dos Museus na Educação em Paleontologia

A concepção acerca dos museus e de seu papel social evoluiu muito nas últimas décadas. Os museus, antes vistos como instituições que adquiriam e guardavam peças que poderiam vir a ser objetos de estudo no futuro, são considerados hoje locais de intensa atividade científica, cultural e educativa.

Segundo a definição do *International Council of Museums*, museu é toda instituição de caráter perma-

nente, sem fins lucrativos, a serviço da sociedade e seu desenvolvimento, aberta ao público e que efetue investigações sobre os testemunhos materiais do homem e do meio ambiente, os quais são adquiridos, coletados, conservados, preservados, comunicados e expostos para fins de pesquisa, educação e lazer (ICOM, 1986 *in* Vega, 1999). Nessa perspectiva, os museus devem atender às demandas sociais e educacionais, utilizando sua estrutura e seus acervos para a promoção de cursos, palestras e exposições que disponibilizem ao público informações científicas de grande relevância no contexto social.

Embora muitos museus sejam considerados centros de referência em algumas áreas científicas ligadas à pesquisa paleontológica no Brasil, via de regra, as atrações principais destas instituições são suas exposições. Exposições permanentes, temporárias ou itinerantes, quando didaticamente organizadas, informativas, atualizadas e interativas, atraem um público expressivo de visitantes, representando um importante instrumento na divulgação do conhecimento paleontológico.

Outro aspecto que merece destaque é o papel dos museus na organização de coleções. Como objetos de estudo em pesquisas científicas e presentes em exposições, coleções científicas são comumente encontradas em museus de História Natural. No aspecto informativo e de divulgação na área paleontológica, coleções paleobiológicas são extremamente informativas, devido à manutenção e à exposição de espécimes fósseis representativos e ao acesso limitado da comunidade em geral a estas peças (Schwanke & Melo, 2002). Na área de ensino, coleções didáticas são praticamente inexistentes em instituições de Ensinos Médio e Superior, o que acentua o valor dos museus como vias de acesso dos estudantes ao mundo dos fósseis.

O Turismo Paleontológico: Aliado ou Ameaça?

Apesar de o decreto-lei nº 4.146 de 1942 determinar que "*os depósitos fossilíferos são propriedades da Nação e, como tais, a extração de espécimes fósseis depende da autorização prévia e fiscalização do Departamento Nacional da Produção Mineral, do Ministério da Agricultura*" e que, portanto, os fósseis não são bens negociáveis e não podem ser coletados, transportados ou comercializados sem uma autorização prévia e legal, a realidade brasileira ainda demonstra a existência de um comércio ilegal relacionado ao patrimônio paleontológico que acarreta, além da perda de espécimes com alto valor científico, a destruição de sítios fossilíferos significativos e a depredação do ambiente natural.

A partir da constatação de que o turismo vem se destacando como uma das mais significativas atividades econômicas e culturais da atualidade, cresce a possibilidade da utilização do turismo paleontológico como um aliado na luta pela conscientização da importância da preservação dos depósitos fossilíferos e no combate à comercialização dos fósseis, integrando ciência e educação. Inicialmente considerada uma atividade que poderia colocar em risco a integridade de sítios fossilíferos, a utilização destes patrimônios naturais e culturais como recursos turísticos pode contribuir para a valorização e a conservação do patrimônio fóssil brasileiro, principalmente se estiverem vinculados a projetos de Educação Ambiental.

Sabe-se que muitas áreas de pesquisa paleontológica estão localizadas em propriedades privadas ou em localidades do interior do Brasil onde os recursos financeiros são escassos e o nível educacional da maioria da população é precário. Sendo assim, esperar de uma população que vive no entorno dessas áreas, sem recursos financeiros e sem o real entendimento de sua importância, o desenvolvimento de atitudes relacionadas à conservação destas áreas é uma espera inútil. Dessa forma, o que ocorre, a grande maioria dos paleontólogos já conhece: os sítios paleontológicos ficam vulneráveis à exploração indiscriminada por parte de pessoas desavisadas, que se apropriam de peças de inestimável valor científico para vendê-los como *souvenir*. Por mais que esta prática esteja prevista na lei de Crimes Ambientais como uma atitude incorreta e sujeita a punições, sabe-se que o monitoramento dos sítios fossilíferos ainda não é suficientemente abrangente.

Uma solução que tem se mostrado eficiente nesses casos é a implementação de projetos de Educação Ambiental que, além de informar sobre a importância e a necessidade de preservação dos afloramentos fossilíferos, propiciem à população local formas sustentáveis de utilização desses espaços. Assim, o uso de parte do sítio paleontológico para desenvolvimento de turismo paleontológico sustentável representaria, em alguns casos, uma solução viável e de baixo custo que, além de contribuir para a geração de renda para a população local, garantiria a conservação do sítio.

O que se defende, portanto, é que sítios paleontológicos de grande interesse para atividades

científicas, educacionais e recreativas possam ser protegidos através da criação de parques nacionais, estaduais ou municipais, como determina o Artigo 14 do Sistema Nacional de Unidades de Conservação da Natureza, aprovado pelo Conselho Nacional de Meio Ambiente. Neste caso, seriam considerados como passíveis de inclusão em atividades desta natureza os sítios fossilíferos classificados como abertos, compatíveis com atividades controladas de pesquisa e visitação.

Uma vez viabilizada esta possibilidade, programas dessa natureza requerem formação específica para guias de turismo ou monitores ambientais locais, a fim de que sejam capacitados para o trabalho em áreas de pesquisa liberadas para o turismo científico, o que promoveria o envolvimento da população na proteção do patrimônio fossilífero, principalmente pela criação de oportunidades socioeconômicas vinculadas à proteção. Além disso, a criação de parques turísticos com visitas orientadas de estudantes dos vários níveis de escolarização poderia permitir o desenvolvimento de parcerias com diversas instituições de ensino, promovendo uma valorização do patrimônio fossilífero, mediante o desenvolvimento de ações educativas conjuntas, destinadas à conscientização de diversos segmentos sociais. Como desdobramento dessas atividades, seria possível, ainda, promover cursos, inclusive o de confecção de réplicas, junto a grupos interessados, como uma forma de divulgar conhecimentos e formar profissionais. Estas réplicas poderiam compor pequenas coleções didáticas, a serem utilizadas nas escolas ou mesmo oferecidas aos visitantes.

Abre-se, assim, um grande horizonte de possibilidades para a difusão dos conhecimentos paleontológicos, cuja efetivação estaria ainda dependendo da abertura de amplos canais de diálogo entre pesquisadores, formuladores de políticas educacionais, professores dos mais diferentes níveis de ensino e instituições que se dedicam à pesquisa e à divulgação científica.

A Mídia e a Educação Paleontológica

Se antigamente a mídia tinha como objetivo primordial permitir o acesso à informação pura e simples e garantir o entretenimento, atualmente é considerada um dos principais componentes educacionais, sendo impossível falar-se em mídia sem falar-se em educação e vice-versa (Cunha, 2002). O desenvolvimento dos meios de comunicação de massa na década de 1960 revolucionou o mundo e também a educação, onde a revolução eletrônica acarretou uma revisão profunda dos conceitos de comunicação usados até então na área educativa. Somou-se a isto a implementação da informática nos anos da década de 1970, que consolidou a utilização dos experimentos midiáticos no ensino.

A constante e acelerada aplicação das "novas tecnologias da informação e da comunicação", a partir de 1980, trouxe novas alternativas de equipamentos capazes de armazenar, processar e transmitir informações. Intensificou-se a produção de equipamentos cada vez mais sofisticados, com custos menores, contribuindo para a ampliação do acesso a tais recursos. As técnicas de computação gráfica revolucionaram a linguagem, criando uma realidade virtual paralela à vida humana. Por trás das telas, representa-se e se modifica o real com perfeição e rapidez. Do ponto de vista educativo, no entanto, a disseminação dos recursos tecnológicos não teve como reflexo imediato uma melhoria dos indicadores educacionais, devido à distância inicialmente imposta pelos profissionais da educação em relação à influência da mídia (Cunha, 2002).

Na medida do possível, a escola da atualidade tem procurado incorporar esses recursos midiáticos às suas práticas pedagógicas cotidianas, embora ainda sejam evidentes as disparidades entre os estabelecimentos de ensino do país. A televisão e o vídeo, por serem mais acessíveis, passam a ser as vias preponderantes de aproximação entre a realidade dos alunos, o conteúdo didático e o mundo desvendado pela pesquisa científica. O vídeo, combinando diversas linguagens, seduz, informa, entretém e apresenta às pessoas a outras realidades, outros tempos e espaços. As mensagens audiovisuais usam uma linguagem concreta, plástica, de cenas curtas e com ritmo acelerado, multiplicando os pontos de vista, os cenários, os personagens e os sons, diferenciando-se, portanto, da abordagem complexa, metódica e abstrata do mundo científico formal. Diante do fascínio exercido pela imagem, cabe ao educador a seleção e a análise crítica do material audiovisual a ser utilizado para fins didáticos, assegurando a abordagem dos temas científicos numa perspectiva histórico-social, cultural e política.

No caso específico da Paleontologia, verifica-se a influência marcante da mídia, do cinema, das obras de ficção e até mesmo dos jogos eletrônicos na composição do imaginário social acerca dos conceitos paleontológicos. As concepções dos estudantes,

neste campo do conhecimento, estão predominantemente marcadas pelas imagens cinematográficas e pelos documentários da TV, que influenciam parcelas enormes da população (Silva, 1998), que muitas vezes absorvem informações equivocadas pela dificuldade de definirem o que é real e o que é ficção, visto que alguns meios de comunicação, especialmente a televisão, têm alterado muito as relações entre o existente e o inventado, entre o distante e o próximo e mesmo entre os valores morais e estéticos (Leite, 2000).

É inegável, portanto, a responsabilidade ética, política e educativa que compartilham tanto os meios de comunicação, que não atuam apenas como difusores de informações, mas como formadores de opiniões e conceitos, como também educadores e pesquisadores em Paleontologia. O professor, neste caso, não atua mais apenas como o transmissor oficial do conhecimento, mas sim como um orientador na construção deste, utilizando a notícia divulgada através dos veículos de informação para criar ambientes e momentos propícios para análises críticas e debates construtivos.

A Paleontologia na Educação Básica: Por Que a Paleontologia Anda tão Distante das Salas de Aula?

A Lei de Diretrizes e Bases da Educação Nacional (LDB, 1996), juntamente com a orientação fornecida pelos Parâmetros Curriculares Nacionais (PCN,1996), tem oportunizado uma maior flexibilidade nos currículos do Ensino Fundamental e Médio. Esta flexibilidade tem permitido aos professores uma certa autonomia na maneira de abordar as ciências em suas aulas, permitindo um ensino mais dinâmico, coerente, integrativo e estimulante. No entanto, enquanto em diversas disciplinas os professores aproveitaram esta oportunidade para abordarem campos científicos, outrora distantes dos alunos, isto não ocorreu com a Paleontologia, que continua ausente da realidade da sala de aula (Marques, 1999). Uma justificativa plausível para a não inserção de temas paleontológicos na Educação Básica baseia-se na constatação de que, diferentemente do verificado no Ensino Superior, a Paleontologia não faz parte do currículo formal de nenhuma disciplina escolar. Desta forma, ela é apenas abordada, de maneira sucinta e extremamente pontual, em Geografia e Ciências Biológicas ou Biologia.

Na tentativa de sintetizar a problemática relativa ao ensino de Paleontologia na Educação Básica, é possível reconhecer a existência de uma ampla arena de debates, na qual se levantam inúmeras questões. Uma delas é a distância verificada entre o saber paleontológico que circula na comunidade científica e o conteúdo curricular relativo a este campo de estudos, geralmente enfocado com muita superficialidade na escola. Esta situação começa a ser vista com preocupação pelos pesquisadores da área de Paleontologia e de Ensino que, reconhecendo a importância desta ciência para a compreensão mais ampla das questões biológicas, geológicas e ambientais, vêm se empenhando em defender uma inserção mais abrangente de conhecimentos paleontológicos nos currículos da Educação Básica.

Em verdade, a abordagem de conceitos paleontológicos no Ensino Fundamental e Médio encontra os mesmos obstáculos enfrentados no ensino da Química, da Física, da Biologia e das demais disciplinas que compõem a área das Ciências da Natureza. Entre estes, destaca-se:

- a discrepância entre a linguagem científica, em parte veiculada pela escola, e a linguagem cotidiana do aluno;
- a falta de relação entre o currículo escolar e as experiências concretas vivenciadas pelos alunos, o que dificulta uma aprendizagem significativa;
- a impossibilidade dos professores de se manterem atualizados em relação aos conceitos científicos, que atingem níveis de especificidade e complexidade cada vez maiores.

A. Decodificando a Linguagem Científica na Escola

Na prática da sala de aula lida-se com a interação entre a linguagem científica e a linguagem cotidiana do aluno (Mortimer, 1998), onde cada grupo social tem suas próprias formações discursivas, que ganham significado na fala dos indivíduos pertencentes ao mesmo grupo. Devido ao fato de a linguagem científica possuir características próprias decorrentes de sua especificidade e, muitas vezes, ininteligíveis ao público, é necessária sua decodificação para que possa ser

compreendida por crianças, adolescentes e leigos em geral (Marin & Terrazzan, 1997). A forma de adequação dessa linguagem passa a ser um desafio para os professores, especialmente no caso da Paleontologia, cujo ensino e aprendizagem requerem, além do domínio de termos específicos, a aquisição e a compreensão de conceitos complexos, como, por exemplo, aqueles relacionados à evolução e à vastidão do Tempo Geológico.

Em função dessas dificuldades, alguns professores têm defendido a exclusão de temas do Ensino Fundamental e Médio que exijam um maior domínio do vocabulário e a compreensão de conceitos mais complexos, com alto grau de abstração. No entanto, alguns educadores argumentam que o problema não é justificar por que as crianças não podem aprender ciências nas primeiras séries, mas sim encontrar o que elas podem aprender (Weissmann , 1998) e de que forma este conhecimento torna-se significativo para sua formação. Este argumento, certamente, aplica-se ao estudo da Paleontologia, especialmente quando se reconhece sua importância para o entendimento da história da vida na Terra.

B. A Paleontologia no Currículo Escolar: das Experiências Cotidianas aos Conceitos Científicos

Um dos aspectos levantados quando se procura defender a inclusão de temas paleontológicos na Educação Básica diz respeito ao estabelecimento de uma relação entre os conhecimentos paleontológicos e a experiência cotidiana do aluno, a fim de que a aprendizagem torne-se mais significativa, enfatizando-se a real importância da Paleontologia na educação. Certamente, essas são reflexões, das quais professores e pesquisadores, empenhados em promover uma maior inserção da Paleontologia no currículo escolar, não podem mais se eximir. Não basta reivindicar maior espaço para os conceitos paleontológicos nos livros didáticos e nas salas de aula. É preciso ter clareza quanto à concepção de ensino e aprendizagem que se quer abraçar e buscar estratégias de aproximação, que tornem mais significativos para os alunos os conhecimentos científicos em geral.

Reflexões desse tipo fomentam a discussão sobre a construção dos conceitos científicos na escola e vêm ganhando espaço cada vez maior entre os pesquisadores que se dedicam ao ensino de Ciências, revestindo-se de especial relevância quando se trata do ensino da Paleontologia.

Parece consensual no meio acadêmico a ideia de que o aluno chega à escola ou mesmo à universidade dotado de concepções diretamente relacionadas às suas experiências cotidianas, que vão sendo modificadas na medida em que a escola propicia o processo de construção dos conceitos cientificamente aceitos. Assim, os conceitos científicos não são transmitidos apenas pelo professor, mas são construídos a partir de registros que variam de acordo com as ordens de abstração cognitiva dos alunos (Schnetzler, 1992). Uma aprendizagem significativa ocorre, então, quando novos significados são adquiridos e atribuídos pelo aprendiz, através de um processo de interação de novas ideias com conceitos ou proposições relevantes já existentes em sua estrutura cognitiva. Em outras palavras, os conceitos espontâneos que os alunos trazem para a sala de aula não podem ser ignorados pelos professores (Carvalho, 1997).

Neste sentido, o professor deve levar em consideração as informações que os alunos têm em relação ao mundo dos fósseis, mesmo que estas careçam de consistência científica. As orientações didáticas contidas nos Parâmetros Curriculares Nacionais (PCN, 1996) caminham nesta direção ao sugerir que os conteúdos científicos sejam trabalhados de forma a promover a mudança conceitual através da problematização de fatos cotidianos. Ao perceber que suas concepções prévias não explicam suficientemente os fenômenos, os alunos serão naturalmente levados à investigação, ampliando e reconstruindo suas hipóteses, com base nos conhecimentos científicos.

Outro aspecto importante a ressaltar é que os conhecimentos científicos, ao serem incorporados ao currículo escolar, sofrem um processo de reelaboração, que é próprio da cultura escolar. Nesta reelaboração é preciso romper com a visão simplista que limita os horizontes do aluno ao familiar e ao excessivamente prático (Lopes, 1993), tendo-se o cuidado de evitar que, visando à incorporação dos saberes populares na escola e à facilitação da abordagem científica, a escola incorra em equívocos, especialmente no que se refere à Paleontologia.

Estudos empíricos que procuram dimensionar a inserção da Paleontologia no currículo escolar têm verificado que a abordagem dos conceitos paleontológicos na escola é muito mais influenciada pelas imagens vei-

culadas pelo cinema e pela mídia que pelas publicações científicas, que ficam restritas à comunidade acadêmica. O fascínio que as imagens dos dinossauros exercem sobre as crianças acaba sendo a principal estratégia de aproximação com o tema, que, infelizmente, acaba sendo tratado de forma muito superficial e, às vezes, até mesmo equivocada. Cabe ao professor um papel fundamental na mediação desse processo dinâmico que propiciará uma aprendizagem significativa.

C. O Papel dos Professores como Mediadores da Construção de Conceitos Paleontológicos na Escola

Constatando-se que o professor exerce um papel fundamental no processo ensino–aprendizagem, surge a questão: como podem os professores atuar como mediadores, se muitos deles têm suas próprias dúvidas em relação aos conhecimentos do campo da Paleontologia?

A falta de atualização dos professores em relação ao conteúdo específico das ciências naturais continua sendo uma grande dificuldade, levando-os, muitas vezes, a ficarem restritos ao "currículo do livro didático". Enquanto os professores universitários e até os do Ensino Médio agem como verdadeiros "especialistas" em suas áreas, os professores das séries iniciais veem-se obrigados a desenvolver uma "alfabetização científica" que, na realidade, engloba noções elementares de várias áreas científicas, sem que, na grande maioria das vezes, tenham sido devidamente preparados para isso. Caberia aos professores das séries seguintes a retomada dos assuntos que nas séries iniciais da Educação Básica são abordados apenas superficialmente. Entretanto, nem mesmo nos níveis mais adiantados de escolarização os temas são tratados com o devido aprofundamento (Marques, 1999).

As propostas curriculares mais recentes sugerem uma abordagem didática com base em objetivos gerais. Os conteúdos são apresentados de maneira muito sintética e integrada e não há sugestões de atividades, a fim de que cada instituição e cada docente possa decidir, a partir de diretrizes gerais, sobre a seleção e a organização do que deve ser ensinado. Tais propostas, possivelmente, pressupõem que os docentes dominem os conteúdos contidos nessas formulações gerais, o que, infelizmente, não corresponde à realidade. Assim, na prática, são as editoras dos livros didáticos que indiretamente decidem sobre o que e como ensinar (Weissmann, 1998).

Não obstante as inovações gráficas e reedições dos textos, o mercado editorial repete sempre os mesmos conteúdos e, na tentativa de simplificar conceitos mais complexos, corre-se o risco de cometer equívocos. Com exceção de algumas publicações mais recentes, as atividades propostas pelos livros são muito semelhantes àquelas que os próprios professores conheceram durante a sua formação. Em função dessa familiaridade, o livro dá uma certa segurança e torna-se, assim, um grande aliado na organização e na transmissão dos conteúdos. Por outro lado, a falta de um embasamento teórico que assegure ao professor uma avaliação crítica dos materiais didáticos acaba propiciando a perpetuação de graves equívocos conceituais entre os estudantes, situação ainda mais grave no caso da Paleontologia, uma ciência onde novidades surgem a cada dia.

A questão do despreparo profissional entre os docentes continua sendo um problema a ser enfrentado com seriedade tanto pelos sistemas de ensino como por pesquisadores e formuladores dos currículos dos cursos de formação de professores. Nos últimos anos, com a finalidade de solucionar esta problemática que envolve o professor, um número crescente de espaços destinados à formação dos professores, tanto ao nível da graduação como em programas de pós-graduação e formação em serviço, tem sido criado.

No entanto, a formação inicial e os raros programas de capacitação direcionados aos professores da Escola Básica ainda estão muito mais voltados para as estratégias de ensino do que a uma formação teórica mais ampla. Por tudo isso, a discussão acerca do ensino de Ciências representa hoje mais que uma reflexão sobre saberes, métodos e conteúdos. Insere em seu bojo questões muito amplas, que exigem a contextualização histórica da função social do ensino de Ciências, para que não se corra o risco de cair num receituário ou até de levar os professores de Ciências a julgarem-se incapazes.

Assim, se o ensino de Paleontologia na Escola Básica pretende situar-se numa perspectiva que integre Ciência, Tecnologia e Cultura e que procure atender às demandas atuais da nossa sociedade, deverá ter como objetivo principal mostrar a sua ciência como um conhecimento que colabora para a compreensão do mundo e suas transformações. Numa sociedade que convive com a crescente intervenção da Ciência e da Tecnologia no dia a dia, a democratização do acesso ao conhecimento científico é vista como instrumento fundamental para a formação dos cidadãos e deve contribuir para a compreensão dos fenômenos da natureza, a utilização de recursos naturais e tecnológicos e para a reflexão sobre questões éticas implícitas nas interações entre Ciência, Sociedade e Tecnologia. A Paleontologia, neste sentido, não precisa ser vista como uma finalidade, mas sim, como um instrumento que contribuirá para a formação destes indivíduos atuantes dentro de nossa sociedade. Garantir a sua inserção nos diferentes segmentos educacionais deve ser um compromisso de todos os profissionais envolvidos na pesquisa e no ensino em Paleontologia.

Referências

CARVALHO, A. M. P. 1997. Ciências no ensino fundamental. *Cadernos de Pesquisa, 101*: 63-73.

CUNHA, P. J. 2002. A educação para a mídia e a mídia para a educação. *Observatório da Imprensa, qtv, 22052002*: 1-3.

LDB. 1996. LEI DE DIRETRIZES E BASES DA EDUCAÇÃO – Lei nº 9.394/96, Brasil, Brasília/DF.

LEITE, M. 2000. A influência da mídia na educação. *Revista Mídia e Educação, 9*: 1-3.

LOPES, A. R. C. 1993. Reflexões sobre currículo: as relações entre senso comum, saber popular e saber escolar. *Em Aberto*, Brasília, *58*: 73-94 .

MARIN, E. B. & TERRAZZAN, E. A. 1997. Linguagem cotidiana e linguagem científica no ensino de Ciências nas séries iniciais. *Cadernos Cedes, 41*: 19-36.

MARQUES, R. B. 1999. A Paleontologia no Ensino Fundamental. *In:* CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 14, Universidade Regional do Cariri, Crato, *Boletim de Resumos*, p. 66-67.

MORTIMER, E. F. 1998. Sobre chamas e cristais: a linguagem cotidiana, a linguagem científica e o ensino de Ciências. *In:* CHASSOT, A. & OLIVEIRA, R. J. (orgs.). *Ciência, ética e cultura na educação*. São Leopoldo: UNISINOS, 270 p.

PCN. 1996. Ministério da Educação e do Desporto – Secretaria do Ensino Fundamental – SEF – PARÂMETROS CURRICULARES NACIONAIS – Ciências Naturais – Brasília, DF, 136 p.

SCHNETZLER, R. P. 1992. Construção do Conhecimento e Ensino de Ciências. *Em Aberto*. Brasília, *55*: 42-57.

SCHWANKE, C. 2002. A Divulgação da Paleontologia através de atividades de Ensino e Extensão. PERSPECTIVAS DO ENSINO DE BIOLOGIA, VIII. Faculdade de Educação, USP, São Paulo. *Coletânea de Trabalhos, 24179*: 1-3.

SCHWANKE, C. & MELO, D. J. 2002. Organização de coleções didáticas em Paleontologia. PERSPECTIVAS DO ENSINO DE BIOLOGIA, VIII. Faculdade de Educação, USP, São Paulo. *Coletânea de Trabalhos, 39180*: 1-3.

SILVA, S. D. 1998. A Paleontologia nos livros didáticos de 1º Grau: um estudo qualitativo. *Acta Geologica Leopoldinensia, 21*(46/47): 237-242.

VEGA, S. S. 1999. Os museus e seu papel social. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 14, Universidade Regional do Cariri, Crato, *Boletim de Resumos*, p. 121-122.

WEISSMANN, H. 1998. *Didática das Ciências Naturais: Contribuições e Reflexões*. Porto Alegre: Artes Médicas, 244 p.

Paleontologia e Educação para a Sustentabilidade

Maria Helena Paiva Henriques

O ano de 2008 foi proclamado pela Assembleia Geral das Nações Unidas como o Ano Internacional do Planeta Terra, de acordo com a Resolução nº 60/192, de 22 de dezembro de 2007, e a ele foi associado o *slogan* "Ciências da Terra para a Sociedade" (Mulder *et alii*, 2006; Brilha, 2007; AIPT, 2008a). Enquadrada na Década das Nações Unidas da Educação para o Desenvolvimento Sustentável 2005-2014 (UNESCO, 2008a), atualmente em curso, a iniciativa visa relevar o papel que os geocientistas podem desempenhar na mitigação de muitos dos problemas ambientais que afetam as sociedades atuais, designadamente os que decorrem de inter-relações entre variações no clima e perdas de biodiversidade (AIPT, 2007b).

Neste contexto, a Paleontologia como disciplina fundamental das Geociências também é chamada a dar o seu contributo na compreensão dos padrões de variação da diversidade biológica durante longos períodos de tempo e na previsão do futuro da biosfera (AIPT, 2007b), da qual fazemos parte. Mas o conhecimento decorrente da atividade científica dos paleontólogos é igualmente fundamental no âmbito das discussões atuais acerca de alterações climáticas, nomeadamente no que diz respeito à relevância dos estudos paleontológicos na fundamentação das análises paleoclimáticas modernas e validação de teorias correntes sobre alterações climáticas (Arias, 2005), uma vez que as alterações do clima do passado se encontram registradas nas rochas, e estão representadas através dos fósseis de plantas e de animais que integram o registro fóssil da Terra (AIPT, 2007c).

Contudo, e sem surpresa, não é esta a percepção dos cidadãos comuns nem dos decisores políticos – dos quais dependem opções determinantes para a sociedade, como as que decorrem do investimento público em ensino e investigação, entre outras – acerca da Paleontologia e da relevância social do conhecimento paleontológico. As concepções acerca desta área do conhecimento circunscrevem-se, muitas vezes e apenas, aos seus limites etimológicos – uma ciência acerca dos seres antigos ("*palaios*" + "*ontos*" + "*logos*") –, relativamente à qual não se reconhecem, em geral, quaisquer inter-relações com vivências do quotidiano.

Mas a mitigação dos problemas ambientais atuais que estão na agenda política internacional, como o aumento do efeito estufa e o desequilíbrio dos ecossistemas, requer mudanças de comportamento e de atitudes de todos os cidadãos que dependem de evidências que a educação em Paleontologia, conjunta e articuladamente com outros saberes, pode sustentar e estimular.

Os paleontólogos, sobretudo os que integram comunidades científico-educativas, têm responsabilidades acrescidas de demonstrar que a Paleontologia, tal como outras ciências, pode contribuir para a formação de cidadãos comprometidos com a sustentabilidade na Terra, tornando-os mais aptos a participarem em debates acerca de problemas ambientais relacionados com alterações do clima e da biodiversidade, bem como a tomarem decisões quotidianas fundamentadas e responsáveis que visem à mitigação de tais problemas. Mas para tal, é necessário (re)orientar a educação científica numa perspectiva de promoção de compreensão e consciência pública de sustentabilidade (UNESCO, 2005), designadamente no Ensino Superior, com os currículos de diversos cursos – apontando os de Ciências Naturais que integram a disciplina de Paleontologia – a espelharem explicitamente tais perspectivas (Pedrosa & Moreno, 2007). Nesse contexto, as abordagens educativas tradicionais da Paleontologia, fortemente vocacionadas para o universo dos conceitos, princípios e métodos inerentes a esta área do conhecimento, bem como para as ferramentas analíticas que permitem a sua aplicação a objetivos de outras ciências, deverão assumir outras preocupações e incorporar outras dimensões, designadamente as referentes à construção e à validação de conhecimento paleontológico e à sua aplicação em educação para exercícios informados de cidadania, contribuindo para formar cidadãos mais aptos a responsavelmente assumirem atitudes consentâneas com uma gestão sustentável das suas vidas e dos recursos do planeta, numa perspectiva de educação para desenvolvimento sustentável (UNESCO, 2005).

Os Paleontólogos na Sociedade: Um Papel Importante e uma Presença Invisível

Os paleontólogos incluem-se nos cerca de 400.000 geocientistas que, segundo os responsáveis pela implementação do Ano Internacional do Planeta Terra em nível mundial – Corporação UNESCO-IUGS (IYPE, 2008) –, estão permanentemente a descobrir e a produzir conhecimento de que as sociedades desesperadamente necessitam (AIPT, 2007d). Apesar de um certo desconhecimento público sobre o papel social dos paleontólogos, cobertos, como os geólogos em geral, por uma espécie de "manto da invisibilidade" (Brilha, 2004), da atividade técnica dos paleontólogos depende o desenvolvimento de setores estratégicos da sociedade, como o energético ou o do geoturismo (Gray, 2004; Brilha, 2005), e que condicionam a qualidade de vida dos cidadãos de hoje e do futuro.

Os paleontólogos desenvolvem a sua atividade em diferentes setores das sociedades atuais, que se repartem pelos setores público e privado. No setor público, integram tradicionalmente comunidades científico-educativas em instituições universitárias (p. ex. universidades e museus) que também formam professores para níveis de ensino pré-universitário (básico e secundário) e, de forma crescente, em departamentos culturais ou de ambiente de instituições políticas, quer do poder central (p. ex. como técnicos de parques naturais), quer do poder local (p. ex. como técnicos de museus municipais), onde desenvolvem atividades de educação não formal. No setor privado, a sua atividade reparte-se maioritariamente pela indústria dos hidrocarbonetos e, de forma crescente, na indústria emergente do turismo sustentável (Vilches *et al.*, 2007), designadamente como quadros técnicos na gestão de geoparques (UNESCO, 2008b).

Compete aos paleontólogos, sobretudo aos que têm responsabilidades de formação em instituições de Ensino Superior – cenário, quer de formação de dirigentes políticos e de quadros superiores de diversas instituições e organismos, públicos e privados, quer de qualificação de agentes educativos para outros níveis de ensino (Pedrosa & Moreno, 2007) – integrarem também nos respectivos programas, aspectos relacionados com o papel que o conhecimento paleontológico, e científico em geral, pode ter na compreensão de problemas ambientais que afetam as sociedades atuais, não só pela substância inerente ao conhecimento produzido, como pelos processos que envolvem a sua produção. Na atividade científica dos paleontólogos, é possível identificar práticas que podem contribuir para a disseminação de imagens públicas de ciências mais consentâneas com a natureza do conhecimento científico e mais adequadas à compreensão de problemáticas complexas, como as que se prendem com a perda de biodiversidade ou com alterações climáticas. Tais práticas, se adequadamente divulgadas e exploradas em contextos educativos, podem ajudar a promover nos cidadãos atitudes e comportamentos indispensáveis à mitigação destes problemas.

A. Paleontologia e Sociedade: Convergências e Divergências

Os fósseis são o objeto de estudo da Paleontologia e, nessa qualidade, são detentores de inquestionável interesse científico. É através deles que, nos diferentes níveis de ensino e consoante os sistemas educativos vigentes, se dá a conhecer a Paleontologia como ciência geológica, em múltiplas dimensões inter-relacionadas, tal como a figura 35.1 indica (Fernández López, 1988, 2000):

- a de um corpo de conhecimentos que integra (de Paleobiologia, Tafonomia e Biocronologia) e que definem a Paleontologia Básica, a qual permite a resolução de problemas científicos e técnicos de interesse paleontológico, e para a qual materiais, instrumentos e/ou serviços gerados pela investigação paleontológica aplicada ou por projetos técnicos baseados em conhecimentos paleontológicos podem ser úteis;
- como disciplina que fornece conhecimentos científicos necessários nas investigações paleontológicas de interesse para outras ciências (em Paleontologia Estratigráfica, Biofácies e Tafofácies, Ecostratigrafia, Biostratigrafia e Biocronostratigrafia) e que definem a Paleontologia Aplicada, a qual permite a resolução de problemas técnicos de interesse paleontológico, e para a qual materiais, instrumentos e/ou serviços gerados pela investigação paleontológica aplicada ou por projetos técnicos baseados em conhecimentos paleontológicos podem ser úteis;
- como disciplina que fornece conhecimentos científicos necessários em algumas assessorias técnicas úteis para algum grupo social e no uso e gestão do Patrimônio Paleontológico, e que configuram Aplicações Técnicas de Paleontologia.

Numa outra perspectiva, os fósseis são objetos de interesse social, que constituem notícia frequente em meios de comunicação social de referência, designadamente pelo fascínio que despertam no cidadão comum, como a tabela 35.1 evidencia.

Figura 35.1 Diagrama de fluxo de conhecimentos, problemas, materiais, instrumentos e/ou serviços entre a Paleontologia Básica, a Paleontologia Aplicada e as Aplicações Técnicas de Paleontologia (Fernández López, 1988, 2000; também reproduzida em Henriques, 2007).

Tabela 35.1 Frequência relativa de notícias sobre temáticas científicas publicadas na seção de Ciências nos 30 números do mês de janeiro de 1998 da edição de Lisboa do jornal *Público*

TEMAS	Nº DE NOTÍCIAS	% RELATIVA
Oceanos	16	20
Astronomia	18	60
Dinossauros	3	10
Antropologia	2	7
Sismos	1	3

No ano de 1998 – proclamado pelas Nações Unidas como "Ano Internacional dos Oceanos" – realizou-se em Lisboa a Expo 98, dedicada ao tema "Os oceanos, um patrimônio para o futuro", o que justifica a forte presença da temática "Oceanos", neste meio de comunicação social de referência (Henriques, 2001).

Estes interesses diferenciados nos fósseis traduzem-se em práticas divergentes quanto ao seu uso, que levam a consequências contraditórias. A atração pelos fósseis não representa atração pela Paleontologia como opção no prosseguimento de estudos por parte dos alunos pré-universitários, e materializa-se, por vezes, em práticas de colecionismo amador – "geovandalismo" (Loon, 2008) – que levam à dilapidação do registro fóssil da Terra. Se tal atração não for acompanhada pelo incremento na compreensão pública desta ciência, dificilmente se incutem nos cidadãos práticas sustentáveis de uso dos fósseis e/ou de gestão dos jazigos fósseis, pondo em perigo a atividade científica dos paleontólogos e aspectos importantes da relevância social da Paleontologia.

Compete, pois, aos paleontólogos, sobretudo quando atores em contextos educativos não formais de grande impacto mediático (e. g. intervenções em exposições de museus, em programas educativos e de divulgação de rádio e televisão) contribuir para aproximar esta ciência dos cidadãos, uma vez que, relativamente ao seu objeto de estudo – os fósseis –, o interesse público já existe. Tal aproximação passa por re(orientar) as suas intervenções com vista a uma compreensão pública da Paleontologia que tem de estar muito para além das atividades tradicionalmente atribuídas aos paleontólogos de determinação taxonômica de espécimes de fósseis integrantes de conteúdos de exposições sobre História Natural em museus.

Pode traduzir-se, por exemplo, em intervenções que procurem inter-relacionar conteúdos sobre história da vida na Terra, designadamente os que configuram extinções em massa, com outros, igualmente pertinentes para a compreensão de problemáticas ambientais atuais de relevância social – como, por exemplo, o aumento do efeito estufa e a depleção da camada de ozônio (Henriques *et alii*, 2006; Melo *et alii*, 2006). Pode igualmente materializar-se em intervenções que explorem dimensões da Paleontologia que destaquem as atividades de identificação taxonômica na perspectiva de valorização dos fósseis como "georrecursos culturais" (Elízaga Muñoz, 1988), não só como materiais úteis para a pesquisa de hidrocarbonetos, por exemplo, mas como elementos integrantes do patrimônio natural da Terra, que cabe a todos os cidadãos a responsabilidade de preservar para as gerações futuras, tal como foi consagrado pela "Declaração dos Direitos à Memória da Terra", subscrita em 1991 em Digne (ProGEO, 2008).

Por que a atividade dos paleontólogos se inter-relaciona, de forma direta, com recursos naturais do planeta, cuja conservação constitui um princípio fundamental na implementação de desenvolvimento sustentável (UNESCO, 2008c), a educação científica (formal e não formal), quando centrada em conhecimentos inerentes à Paleontologia, pode e deve articular conceitos científicos da disciplina com sistemas de valores, não descurando apreciações sobre as relações das pessoas entre si e com o mundo material (Pedrosa & Moreno, 2007).

B. Coleções Científicas e Colecionismo

O paleontólogo depende da existência de coleções de fósseis, e estas, por sua vez, dependem da existência dele. Na investigação em Paleontologia, que inclui o estudo de coleções antigas, destaca-se a recolha, preparação e identificação de novos espécimes, o que requer conhecimentos técnicos específicos. A publicação de informação científica acerca de novos *taxa* ou de reinterpretações de *taxa* antigos, processada através de publicações científicas da especialidade, obriga ao arquivo e catalogação adequados dos espécimes que os representam, de acordo com um conjunto de procedimentos específicos – a curadoria paleontológica (Carvalho, 2004) –, o que, por sua vez, vai enriquecer as coleções depositadas em instituições científicas de referência (museus e universidades), a quem cabe a tutela da sua guarda e conservação.

O valor de tais coleções resulta dos mecanismos de validação tradicionais na atividade científica, isto é, através da inclusão de descrições dos *taxa* estudados em publicações científicas de referência, depois de sujeita à revisão por especialistas (*peer review* ou revisão pelos pares). Esta dimensão epistemológica da Paleontologia (esquematicamente representada na figura 35.2) é, em geral, descurada nos currículos da disciplina, e é praticamente ignorada pelo cidadão comum, nos quais as concepções acerca da validação do conhecimento científico, geralmente de cariz dogmático, não abarcam práticas correntes entre especialistas de atribuição de designações taxonômicas por consenso, ou de assunção da incerteza na sistemática paleontológica, expressa na utilização frequente na Paleontologia de nomenclaturas abertas e artificiais.

Tais atividades do quotidiano dos paleontólogos não se intersectam com as do colecionista, que envolvem a colheita indiscriminada de espécimes e a atribuição de um valor monetário a um fóssil, que pode ser bastante elevado no caso de exemplares raros ou excepcionalmente bem conservados. Depois de transacionado, o exemplar é guardado em local privado e inacessível para consulta pelos especialistas (paleontólogos), pelo que sua existência não é do conhecimento das comunidades científicas.

Estas duas formas antagônicas de uso e gestão do registro fóssil da Terra, que é único e irrepetível, são fonte de conflito permanente entre paleontólogos e colecionistas. Em alguns países, produzem mesmo impactos sciopolíticos relevantes, que se traduzem na publicação de diplomas legais que proíbem a colheita e a transação de fósseis para fins não científicos (p. ex. no Brasil, na Constituição de 1988) ou interditam essa atividade em locais que integram jazigos fósseis de referência (p. ex. em Portugal, nos Monumentos Naturais das Áreas Protegidas do Território Nacional) (Carmo & Carvalho, 2004; Castro-Fernandes *et alii*, 2007; Henriques *et alii*, 2007).

C. O Registro Fóssil e o Futuro da Biosfera

O cidadão comum dificilmente associa a um exemplar fóssil a função de testemunha de um evento da história da Terra, história de que ele, por enquanto, também faz parte. Não tendo consciência do caráter excepcional da fossilização, dificilmente lhe confere a singularidade que é capaz de atribuir à prova única de um qualquer delito ou à primeira manifestação da capacidade de abstração da espécie a que pertence. Mas o futuro da humanidade, da sua própria espécie, também depende do conhecimento público que emerge da análise do registro fóssil.

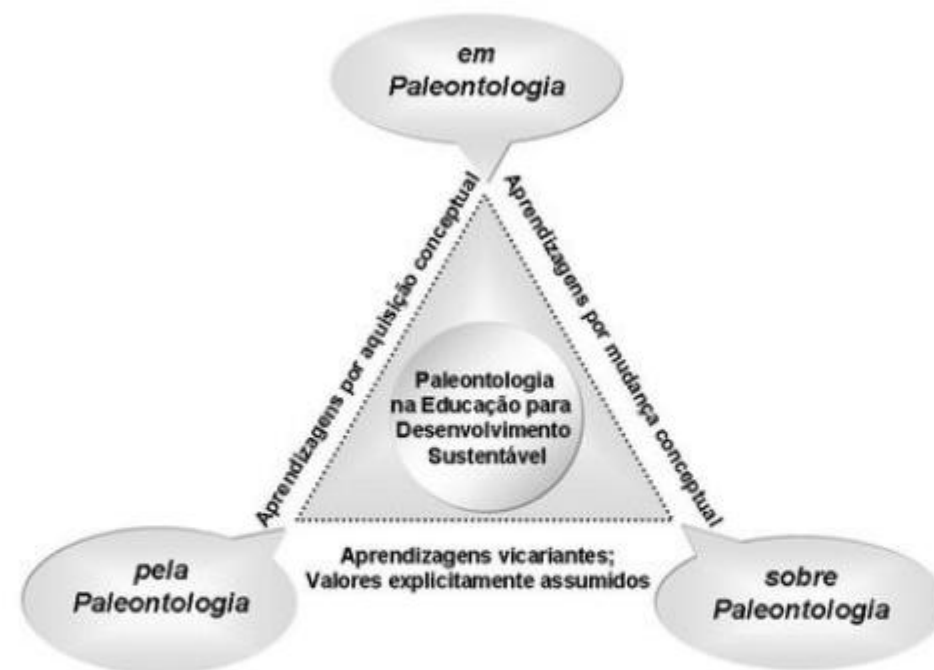



Figura 35.2 Representação esquemática das três dimensões que devem integrar educação científica para a sustentabilidade, mobilizando conhecimento inerente à Paleontologia (adaptado de Pedrosa & Moreno, 2007).

Na verdade, é através da análise do registro fóssil da Terra que se sabe que, ao longo da sua história, ocorreram variações significativas da biodiversidade, e que, em vários períodos dessa mesma história, se registraram extinções em massa, que provocaram reduções drásticas no número de espécies do planeta. A informação contida no registro fóssil é crucial na identificação dos múltiplos fatores que controlam os mecanismos da vida (AIPT, 2007b), nomeadamente através da inferência de possíveis interações entre extinções em massa e variáveis abióticas que são do conhecimento próximo dos cidadãos – como a atividade vulcânica –, ou relativamente às quais assume preocupações crescentes – como as variações no clima global e do nível médio das águas do mar.

O registro fóssil contém numerosos grupos que se podem utilizar como indicadores paleoclimáticos, e que fornecem informação sobre parâmetros paleoecológicos (paleotemperaturas, paleossalinidades, etc.) indispensáveis na fundamentação dos modelos matemáticos que permitem conhecer, não só variações naturais do clima no passado, como possíveis variações no futuro em consequência do incremento antropogênico dos gases com efeito estufa (Árias, 2005). Neste contexto, pode dizer-se que a Paleontologia é fundamental na compreensão do presente e para muitos dos problemas que preocupam a humanidade, designadamente porque um dos seus objetivos é compreender a dinâmica global da biosfera ao longo do tempo, permitindo clarificar o modo de funcionamento do ambiente e qual o papel que nele uma espécie pode desempenhar – nomeadamente, o *Homo sapiens*" (De Renzi, 2001).

No registro fóssil incluem-se as coleções científicas de fósseis, depositadas em instituições científicas, muitas vezes organizadas em bases de dados acessíveis na rede *web*, que são uma ferramenta da maior importância no que respeita à responsabilidade ética dos paleontólogos de tornarem acessível às comunidades científicas, a informação acerca de coleções de fósseis referidos ou figurados em publicações científicas (Magno & Henriques, 2007). É a partir do tratamento matemático sobre informações incluídas em bases de dados paleontológicos que é possível fundamentar análises estatísticas acerca de extinções em massa e de outros aspectos que controlam a biodiversidade (Alroy, 2008), bem como inferir informação acerca de climas antigos, fundamental na compreensão do sistema climático atual e na previsão de cenários relativos à sua evolução futura, temática que inunda a agenda política de hoje, quer em nível local e regional, quer em nível global.

Paleontologia e Educação para Desenvolvimento Sustentável

Os problemas ambientais atuais que dominam a agenda política são complexos e para a sua mitigação são necessárias mudanças de comportamentos e atitudes de todos os cidadãos que é necessário estimular, repensando e reorientando a educação – formal e não formal – com vista à formação de cidadãos intervenientes, responsáveis e comprometidos com a sua quota-parte na promoção de desenvolvimento sustentável.

Educar cidadãos numa perspectiva de desenvolvimento sustentável refere-se, entre outros propósitos, a aprender sobre avaliar, cuidar e recuperar o estado do planeta (UNESCO, 2008c), articulando conceitos e ferramentas analíticas de várias disciplinas e, assim, ajudar as pessoas a compreenderem melhor o mundo em que vivem (UNESCO, 2008d). Tal tarefa requer a concepção, planificação e implementação de intervenções educativas inovadoras, centradas em questões de relevância social, integrando diversos saberes, designadamente de ciências – entre as quais a Paleontologia – e contemplando dimensões de educação "*em* ciências, *sobre* ciências e *pelas* ciências" (Santos, 2004), o que "implica rupturas com modelos de ensino tradicionais, desenho e implementação de modelos inovadores que valorizem o desenvolvimento de percursos investigativos emergentes de questões e problemas relevantes para os alunos e para exercerem informada, fundamentada e responsavelmente os seus direitos e deveres de cidadania, no presente e no futuro" (Pedrosa & Moreno, 2007). Requer, igualmente, a assunção explícita de valores como incrementar o respeito pelas necessidades humanas que sejam compatíveis com o uso sustentável de recursos naturais e das necessidades do planeta (UNESCO, 2008d), bem como o reconhecimento da importância, e consequente valorização, de aprendizagens vicariantes (Pedrosa & Moreno, 2007).

O conhecimento paleontológico pode, e deve, ser mobilizado em contextos formais e não formais de educação científica dos cidadãos e a Paleontologia não precisa de ser simplesmente "vista como uma finalidade, mas sim como um instrumento que contribuirá para a formação (destes) indivíduos atuantes dentro de nossa sociedade" (Schwanke & Silva, 2004). No entanto, mobilizar conhecimento paleontológico com propósitos de educação para desenvolvimento sustentável requer intervenções educativas contextualizadas em problemas que intersectam preocupações do quotidiano

dos alunos, que enderecem os seus conhecimentos prévios e que proporcionem o seu envolvimento em projetos investigativos relevantes (pessoal e socialmente), a fim de exercerem fundamentada e responsavelmente a sua cidadania (Pedrosa & Moreno, 2007). Em suma, requer intervenções educativas que suplantem abordagens circunscritas fundamentalmente a *Educação em Paleontologia*, e que integrem, quer dimensões epistemológicas (*Educação sobre Paleontologia*), quer dimensões vocacionadas para a formação do cidadão (*Educação pela Paleontologia*) através desta ciência (figura 35.2).

A. Educação *em* Paleontologia

Compreender causas e consequências de problemas ambientais atuais para mudanças de comportamento que permitam mitigá-las passa por compreender conhecimentos científicos produzidos por várias disciplinas, nos quais se incluem aqueles que são inerentes à Paleontologia, nas suas múltiplas facetas e que, de acordo com a figura 35.1 (Fernández López, 1988, 2000) integram:

- Paleontologia Básica, que se refere aos conceitos, princípios e métodos inerentes a esta área do conhecimento;
- Paleontologia Aplicada, que se refere às ferramentas analíticas que permitem a utilização daquele conhecimento noutras áreas científicas;
- Aplicações Técnicas da Paleontologia, que se refere à mobilização daquele conhecimento na resolução de problemas técnicos da sociedade.

Este corpo de conhecimentos, que materializa o universo substantivo da Paleontologia, e que poderíamos designar de "conhecimentos *em* Paleontologia", integra os currículos clássicos da disciplina e esgotam recorrentemente as abordagens educativas tradicionais desta ciência, que se desenvolvem muitas vezes à margem de preocupações de educação para desenvolvimento sustentável. No entanto, na atividade corrente dos paleontólogos é possível encontrar práticas que remetem para outras dimensões desta e de outras ciências, e que, se adequadamente integradas em atividades educativas, podem contribuir para estimular pensamento crítico e tomadas de decisão implicadas em estilos de vida pessoal e em escolhas econômicas (Pedrosa & Moreno, 2007), designadamente as que se prendem com a produção do conhecimento científico, sujeito a procedimentos que confluem em frequentes controvérsias científicas, resultantes do caráter limitado do registro fóssil e da interpretação taxonômica, assumidamente subjetiva, dos seus elementos constituintes – os fósseis.

B. Educação *sobre* Paleontologia

Compreender a natureza do conhecimento científico é fundamental para estimular atitudes críticas dos cidadãos e ajudá-los a valorizar, de forma distinta, por exemplo, informação relativa à perda de biodiversidade ou ao aumento do aquecimento global oriunda de trabalhos científicos validados, e informação avulsa e especulativa veiculada por um qualquer *opinion maker* com visibilidade mediática, mas carecendo de créditos científicos.

Promover educação para desenvolvimento sustentável recorrendo a conhecimentos inerentes às ciências, designadamente à Paleontologia, deve contemplar dimensões de cariz epistemológico, que ajudam a promover, nos destinatários, percepções mais adequadas acerca da natureza e procedimentos envolvidos na produção do conhecimento científico, indispensáveis na sua formação cultural, e mais ajustadas às complexidades e incertezas que caracterizam os problemas ambientais atuais. Da compreensão da natureza e procedimentos inerentes à produção de conhecimento científico dependem tomadas de decisões quotidianas que, se forem informadas, fundamentadas e responsáveis, podem contribuir para a mitigação de tais problemas.

Nas práticas inerentes ao trabalho do paleontólogo é possível identificar modelos de pensamento científico que contrariam modelos epistemológicos assentes em raciocínios de cariz positivista, e que são fundamentais para a compreensão da natureza do conhecimento científico como empreendimento coletivo e dinâmico, como sejam, por exemplo, os procedimentos envolvidos nas determinações taxonômicas de espécimes fósseis, entre outros.

Um táxon refere-se a um conceito. A atribuição de uma designação taxonômica a um determinado fóssil por parte de um paleontólogo não é uma operação objetiva e a-histórica. Esta prática corrente de classificação de espécimes fósseis assenta na interpretação que o paleontólogo faz do conceito em causa que, por sua vez, depende das interpretações que outros fizeram antes dele, obedecendo a princípios assumidamente de

caráter histórico, como o da prioridade nomenclatural, e não é isenta de controvérsia entre as comunidades restritas de especialistas. Tal interpretação só se traduz em conhecimento científico quando é validada por comunidades acadêmicas, através da avaliação e revisão críticas dos argumentos que levaram àquela atribuição taxonômica (o *peer review* ou revisão pelos pares).

Outros objetos e sistemas naturais que compõem o mundo em que vivemos, e que estão no centro das várias disciplinas que integram o conhecimento científico, foram e são interpretados e descritos de forma similar, embora essas dimensões sociais que intersectam a atividade científica, e que destacam a sua vertente fortemente interpretativa, sejam com frequência ignoradas pelos cidadãos, o que tem contribuído para a disseminação e a persistência de imagens inadequadas de ciências, nomeadamente as dogmáticas, que não admitem dúvidas ou incertezas no conhecimento científico, nem tão pouco ideias probabilísticas.

A Paleontologia, tal como outras ciências geológicas, pelo seu caráter simultaneamente histórico e hermenêutico, assenta num modelo de raciocínio que é talvez mais decisivo para a resolução de muitos dos problemas ambientais atuais (aquecimento global e vários tipos de avaliação de riscos e recursos) que são, devido à sua natureza, simultaneamente científicas e éticas, com o domínio científico do problema profundamente influenciado pela interpretação e pela incerteza (Frodman, 2001).

A incerteza científica, quando referida a problemáticas ambientais, é frequentemente sobrevalorizada pelos meios de comunicação social, dada a sua especial apetência pelo que é contraditório ou controverso (Garcia, 2004), o que tem gerado, junto dos cidadãos, algumas desconfianças relativamente ao conhecimento científico, e "tem contribuído para, aos olhos da opinião pública, colocar em causa a ideia da ciência e da técnica como entidades unas e para reforçar a percepção de que os especialistas não estão sempre de acordo, que não são infalíveis e que pode existir mais do que uma solução para um dado problema" (Canavarro, 1999).

A expressão social que atingiu debates acerca de problemas ambientais como o das alterações climáticas, simplesmente tornou públicas as discussões que normalmente existem entre peritos em fóruns restritos, pondo em destaque a incerteza que caracteriza o conhecimento científico e trazendo para a esfera pública a controvérsia científica, normalmente confinada a fóruns restritos de especialistas.

Controvérsias e incertezas devem ser percepcionadas pelos cidadãos, não como um problema inerente ou decorrente do processo de construção de conhecimento científico, mas como uma das suas características intrínsecas. Só têm impacto mediático porque esta dimensão social da produção do conhecimento científico, como processo envolvendo incertezas que condicionam as interpretações dos resultados, constitui novidade relativamente às concepções positivistas que os cidadãos têm acerca do conhecimento científico, profusamente veiculadas pela mídia, e que assentam em verdades absolutas e inquestionáveis (Dhingra, 2003; Dimopoulos & Koulaidis, 2003). Tais concepções também são identificáveis em cientistas e professores de todos os níveis de ensino, são muitas vezes reforçadas pelos manuais em que se apoiam, e tendem a ser replicadas pelos seus alunos (Canavarro, 2000).

Um outro aspecto, igualmente relacionado com a produção de conhecimento científico, e que em regra, é ignorado, até mesmo em meio acadêmico, diz respeito ao seu caráter casuístico, assente no acaso ou "serendipia", que se produz através da mente reflexiva humana sob a forma de ideia luminosa inesperada e não provocada (Duque & Mateos, 2006). Se bem que a coleta de fósseis no campo seja determinada por conhecimentos prévios acerca do afloramento onde tal atividade é levada a cabo, a descoberta inesperada de espécimes fósseis desconhecidos ocorre, com frequência, na atividade do paleontólogo. A estes ele atribui provisoriamente a designação de *nov. sp.* ou *sp. nov.*, até validação posterior pelos pares, representando tal situação um exemplo concreto, dos muitos que existem na história das ciências, onde o fator "sorte" também interfere na produção de conhecimento científico, um aspecto a não descurar em reflexões epistemológicas acerca da natureza do conhecimento paleontológico, e científico em geral, e que contribui para aproximar as ciências dos cidadãos, tornando-as mais reais (Duque & Mateus, 2006).

Todos estes aspectos, que se referem ao universo das instituições e dos procedimentos envolvidos na produção e na validação do conhecimento paleontológico constituem a dimensão metafísica da Paleontologia, que raramente é abordada em intervenções educativas, apesar de se contabilizarem, em todo o mundo, mais de trinta organizações e sociedades científicas exclusivamente dedicadas à Paleontologia, responsáveis por publicações especializadas nesta área, a que se juntam às publicações editadas na sequência da organização de

reuniões científicas (congressos, simpósios, seminários), algumas delas também da sua responsabilidade (Nudds & Palmer, 1990).

Os currículos de ciências devem, assim, contemplar abordagens adequadas sobre a natureza das ciências, uma dimensão fundamental da literatura científica e tecnológica dos cidadãos, tendência cada vez mais consensual entre os investigadores em educação científica (Vasquez *et alii*, 2004). Os de Paleontologia não devem constituir exceção, tanto mais que as práticas correntes da atividade dos paleontólogos são pródigas em situações que envolvem procedimentos sociais, culturais, políticos e éticos dos cientistas e contextos sociais e tecnológicos atuais e históricos onde o conhecimentos científico é gerado (Santos, 2004), facilitadoras de uma educação científica *em* Paleontologia (figura 35.2), necessária na formação de cidadãos participativos, críticos e responsáveis em quotidianos das suas vidas que se intersectam com problemas ambientais, os quais envolvem conhecimento científico e tecnológico (valorizando explicitamente educação *pelas* ciências; Santos, 2004).

C. Educação *pela* Paleontologia

A Paleontologia não se refere simplesmente a classificações de espécimes fósseis (Paleontologia Básica), de utilidade conhecida, por exemplo, na prospecção de hidrocarbonetos (através de Aplicações Técnicas da Paleontologia), e a Paleontologia Aplicada não se limita ao reconhecimento da distribuição estratigráfica de espécimes e de associações de fósseis (figura 35.1). Na verdade, na Paleontologia Aplicada utilizam-se os dados obtidos a partir dos registros fósseis (tafonômicos, paleobiológicos e biocronológicos) para interpretar o registro estratigráfico, o registro geológico e a história da Terra, assim como para realizar previsões relativas aos ecossistemas atuais (Fernández López, 2000) e compreender, entre os vários fatores responsáveis pelas alterações e crises da biodiversidade, de que forma as atividades humanas interagem com os processos ambientais (AIPT, 2008b), preocupações centrais que enquadram temáticas-chave em educação para desenvolvimento sustentável.

O conhecimento paleontológico pode, e deve, contribuir para a formação de cidadãos mais aptos a responsavelmente assumirem atitudes consentâneas com preocupações que visem a indispensáveis equilíbrios na gestão dos diversos sistemas do planeta (*Educação pela Paleontologia*, vide figura 35.2), se houver, por parte dos educadores, preocupação em mobilizá-lo, de forma articulada com o de outras ciências, em abordagens contextualizadas em problemas ambientais atuais, para cuja compreensão ele é indispensável – como a perda de biodiversidade, o aumento do efeito estufa ou a escassez de recursos geológicos –, e integrando simultaneamente conhecimento substantivo da disciplina (*Educação em Paleontologia*, vide figura 35.2) com dimensões que contemplem a sua natureza (*Educação sobre Paleontologia*, vide figura 35.2).

Neste sentido, torna-se imperioso garantir a sua inserção nos diferentes níveis de ensino (Schwanke & Silva, 2004), o que deve constituir um compromisso de todos os profissionais envolvidos na investigação e na educação em Paleontologia (Schwanke & Silva, 2004), sobretudo quando estes têm interferência, direta ou indireta, em fóruns que influenciam decisões políticas, mormente as referentes a opções estratégicas em investigação e educação científicas. Sem investimento em investigação e educação em Paleontologia, não haverá dinâmicas de construção de conhecimento que se repercutam em desenvolvimento. Porém, tais investimentos também requerem o reconhecimento público do papel da Paleontologia na sociedade, o que implica abordagens educativas holísticas, contextualizadas em problemas que intersectam o quotidiano dos cidadãos – nomeadamente os que decorrem do desequilíbrio dos ecossistemas como consequência do aumento do efeito estufa – e integradoras dos diversos universos desta ciência, numa perspectiva de desenvolvimento sustentável.

Referências

AIPT. 2007a. Ano Internacional do Planeta Terra. O que é o AIPT. *Comissão Nacional da UNESCO*. http://www.progeo.pt/aipt/ (disponível em 02/01/2008).

AIPT. 2007b. Ano Internacional do Planeta Terra. 12. Terra e Vida – as origens da diversidade (coord. edição portuguesa. J. Brilha & A. Sá). *Comissão Nacional da UNESCO*. http://www.progeo.pt/aipt/ (disponível em 02/01/2008).

AIPT. 2007c. Ano Internacional do Planeta Terra. 5. Alterações climáticas – registos nas rochas (coord. edição portuguesa. J. Brilha & A. Sá). *Comissão Nacional da UNESCO*; http://www.progeo.pt/aipt/ (disponível em 02/01/2008).

AIPT. 2007d. Ano Internacional do Planeta Terra. 1. O Planeta Terra nas nossas mãos (coord. edição portuguesa. J. Brilha & A. Sá). *Comissão Nacional da UNESCO*. http://www.progeo.pt/aipt/ (disponível em 02/01/2008).

ALROY, J. (coord.). 2008. The Paleobiology Database. http://paleodb.org/cgi-bin/bridge.pl (disponível em 2/01/2008).

ARIAS, C. 2005. Aportaciones de los fósiles al cambio climático. *In*: CALONGE, A.; GOZALO, R.; LÓPEZ CARRILLO, M. D.; MÁRQUEZ, B. & PARDO ALONSO, M. V. (eds.). JORNADAS DE LA SOCIEDAD ESPAÑOLA DE PALEONTOLOGÍA, 20, ALCALÁ DE HENARES, 2004, *Actas*, p. 11-22.

BRILHA, J. 2004. A Geologia, os geólogos e o manto da invisibilidade. *Comunicação e Sociedade*, Lisboa, *6*: 257-265.

BRILHA, J. 2005. *Patrimônio Geológico e Geoconservação. A conservação da natureza na sua vertente geológica*. Palimage Editores, Viseu, 190 p.

BRILHA, J. 2007. Ano Internacional do Planeta Terra: uma abordagem em contexto educativo. *In*: VASCONCELOS, C.; RIBEIRO, M. A.; MARTINS, H. & NORONHA, F. (eds.). XXVII CURSO DE ATUALIZAÇÃO DE PROFESSORES DE GEOCIÊNCIAS: COMUNICAÇÕES – ITINERÁRIOS – TRABALHOS PRÁTICOS. *Memória do Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade do Porto*, *11*: 15-18.

CANAVARRO, J. M. 1999. *Ciência e Sociedade*. Quarteto Editora, Coimbra, 228 p.

CANAVARRO, J. M. 2000. *O que se pensa sobre ciência*. Quarteto Editora, Coimbra, 216 p.

CARMO, D. A. & CARVALHO, I. S. 2004. Jazigos fossilíferos do Brasil. *In*: CARVALHO, I. S. (ed.). *Paleontologia*. 2ª ed., Editora Interciência, Rio de Janeiro, vol. 2, p. 66-84.

CARVALHO, I. S. 2004. Curadoria paleontológica; *In*: CARVALHO, I. S. (ed.). *Paleontologia*. 2ª ed., Editora Interciência, Rio de Janeiro, vol. 2, p. 3-15.

CASTRO-FERNANDES, M. C.; BERNARDES DE OLIVEIRA, M. E. C.; MARTINS, R. F. A.; GUIMARÃES, F. C. & CUNHA, A. S. 2007. Tombamento e a preservação de sítios paleontológicos no Brasil. *In*: CARVALHO, I. S.; CASSAB, R. C. T.; SCHWANKE, C.; CARVALHO, M. A.; FERNANDES, A. C. S.; RODRIGUES, M. A. C.; CARVALHO, M. S. S.; ARAI, M. & OLIVEIRA, M. E. Q. (eds.). *Paleontologia: Cenários de Vida*, 2ª ed., Editora Interciência, Rio de Janeiro, vol. 2, p.163-170.

DE RENZI, M. 2001. Has Palaeontology answers for some current environmental problems? *In*: CASTILLO RUIZ, C.; MARTÍN GONZÁLEZ, E. & MARTÍNEZ CHACÓN, M. L. (eds.). JORNADAS DE PALEONTOLOGÍA. PALEONTOLOGÍA Y MEDIOAMBIENTE, 14, Tenerife, 1988, *Revista Española de Paleontología*, Madrid, nº extraordinário, p. 5-14.

DHINGRA, K. 2003. Thinking about Television Science: How Students Understand the Nature of Science from Different Program Genres. *Journal of Research in Science Teaching*, *40*(2): 234-256.

DIMOPOULOS, K. & KOULAIDIS, V. 2003. Science and Techology Education for Citizenship: The Potencial Role of the Press. *Science Education*, *87*: 241-256.

DUQUE, J. & MATEOS, M. A. 2006. "Serendipia" en geología: el Messiniense y el Cráter Chicxulub. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, Madrid, *142*: 131-141.

ELÍZAGA MUÑOZ, E. 1988. Georrecursos culturales. *In*: CARCEDO, A. & PARDO, J. (eds.). *Geologia Ambiental*, ITGE, 1ª ed., Madrid, p. 85-100.

FERNÁNDEZ LÓPEZ, S. 1988. Biostratigrafía y Biocronología: su desarrollo histórico. CURSO DE CONFERENCIAS SOBRE HISTORIA DE LA PALEONTOLOGÍA. *In*: MELÉNDEZ, B. (coord.). 1987. *Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Historia de la Ciencia, Historia de la Paleontología*, p. 185-215.

FERNÁNDEZ LÓPEZ, S. 2000. *Temas de Tafonomía*. Departamento de Paleontología, Univ. Complut. Madrid, 167 p.

FRODMAN, R. 2001. A Epistemologia das Geociências. *In*: MARQUES, L. F. & PRAIA, J. (coord.). *Geociências nos currículos dos ensinos básico e secundário*. 1ª ed. Universidade de Aveiro, Aveiro, p. 40-57.

GARCIA, R. 2004. *Sobre a Terra. Um guia para quem lê e escreve sobre ambiente*. Público – Comunicação Social, S.A., Lisboa, 430 p.

GRAY, M. 2004. *Geodiversity. Valuing and conserving abiotic nature*. John Willey & Sons, Ltd., Chichester, 434 p.

HENRIQUES, M. H. 2001. A Ciência e os Média. A Geologia e o "Público" de Janeiro de 1998. *In*: DIAS, P. & FREITAS, C. (orgs.). ACTAS II CONF. INTERN. CHALLENGES'2001/DESAFIOS'2001. *Centro de Competências Nónio Século XXI, Univ. Minho*, Braga, p. 177-198.

HENRIQUES, M. H. 2007. Paleontologia – uma ponte entre as geociências e a sociedade. *In*: CARVALHO, I. S.; CASSAB, R. C. T.; SCHWANKE, C.; CARVALHO, M. A.; FERNANDES, A. C. S.; RODRIGUES, M. A. C.; CARVALHO, M. S. S.; ARAI, M. & OLIVEIRA, M. E. Q. (eds.). *Paleontologia: Cenários de Vida*, vol. 2, Editora Interciência, Rio de Janeiro, p. 41-49.

HENRIQUES, M. H.; PEDROSA, M. A. & MELO, A. 2006. Utilizações energéticas sustentáveis via *extinções em massa*. Um recurso de interligação entre educação formal e não-formal. *In*: MENDOZA RODRIGUEZ, J. & FERNÁNDEZ DOMÍNGUEZ, M. A. (coords.). EDUCACIÓN, ENERXÍA E DESENVOLVEMENTO SOSTIBLE/[1º CONGRESO INTERNACIONAL SOBRE EDUCACIÓN, ENERXÍA E DESENVOLVEMENTO SOSTIBLE, SANTIAGO DE COMPOSTELA, XUÑO DE 2005], Santiago de Compostela, *Universidade, Servizo de Publicacións e Intercambio Científico (Informes e Propostas/Instituto de Ciencias da Educación*; 18), p. 267-285.

HENRIQUES, M. H.; LOPES, D. R.; ARAÚJO, P. R. B. L. & SCHWANKE, C. 2007. A Geoconservação do Patrimônio Paleontológico em Portugal e no Brasil: Semelhanças, Diferenças e Consequências. *In*: CARVALHO, I. S.; CASSAB, R. C. T.; SCHWANKE, C.; CARVALHO, M. A.; FERNANDES, A. C. S.; RODRIGUES, M. A. C.; CARVALHO, M. S. S.; ARAI, M. & OLIVEIRA, M. E. Q. (eds.). *Paleontologia: Cenários de Vida*, vol. 2, Editora Interciência, Rio de Janeiro, p. 171-183.

IYPE 2008. International Year of Planet Earth. 2007-2009. Earth Sciences for Society. http://yearofplanetearth.org/index.html (disponível em 02/01/2008).

LOON, A. J. van 2008. Geological education of the future. *Earth-Sciences Reviews*, *86*: 247-254.

MAGNO, C. M. M. & HENRIQUES, M. H. 2007. The Management of Jurassic Palaeontological Collections at the University of Coimbra (Portugal). *In*: CARVALHO, I. S.; CASSAB, R. C. T.; SCHWANKE, C.; CARVALHO, M. A.; FERNANDES, A. C. S.; RODRIGUES, M. A. C.; CARVALHO, M. S. S.; ARAI, M. & OLIVEIRA, M. E. Q. (eds.). *Paleontologia: Cenários de Vida*, vol. 2, Editora Interciência, Rio de Janeiro, p. 119-127.

MELO, A.; PEDROSA, M. A. & HENRIQUES, M. H. 2006. Problemas Globais e Tempo Geológico – Inter-relações e Impacto em Alunos do Ensino Básico. *In*: BLANCO LÓPEZ, Á.; BRERO PEINADO, V.; JIMÉNEZ LÓPEZ, M. Á. & PRIETO RUZ, M. T. (coords.). *Las Relaciones CTS en la Educación Científica*. IV SEMINÁRIO IBÉRICO DE CIENCIA, TECNOLOGÍA Y SOCIEDAD EN LA EDUCACIÓN CIENTÍFICA, ÁREA DE CONOCIMIENTO DE DIDÁCTICA DE LAS CIENCIAS EXPERIMENTALES. *Facultad de Ciencias de la Educación, Universidad de Málaga*, cap. 44, 6 págs (Edição em CD-ROM, ISBN 84-689-8925-8).

MULDER, E.; NIELD, T. & DERBYSHIRE, E. 2006. The International Year of Planet Earth (2007-2009): Earth Sciences for Society. *Episodes*, *29*(2): 82-86.

NUDDS, J. & PALMER, D. 1990. Societies, Organizations, Journals, and Collections. *In*: BRIGGS, D. E. G. & CROWTHER, P. R. (eds.). *Palaeobiology. A synthesis*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, p. 522-536.

PEDROSA, M. A. & MORENO, M. J. S. M. 2007. Ensino Superior, Proteção Ambiental e Desenvolvimento Sustentável. *In*: CONGRESO INTERNACIONAL DE EDUCACIÓN AMBIENTAL DOS PAÍSES LUSÓFONOS E GALÍCIA, 1 (edição em CD-ROM – ISSN-13: 978-84-690-7996-6; Deposito Legal), p. C 2922-2007.

PROGEO 2008. Digne Declaration – Declaration of the Rights of the Memory of the Earth. http://www.progeo.se/digne.html (disponível em 02/01/2008).

ROCHA, R. C.; HENRIQUES, M. H. & DUARTE, L. V. 2001. *The Jurassic of Portugal 1.0 – The geomonument of Cabo Mondego*. Liga de Amigos de Conímbriga. Conímbriga, (CD-ROM edition).

SANTOS, M. E. 2001. Perspectivas de âmbito epistemológico para um enfoque didático CTS. *In*: MEMBIELA, P. & PADILLA, Y. (eds.). *Retos y perspectivas de la enseñanza de las ciencias desde el enfoque Ciencia-Tecnología-Sociedad en lo inicio del siglo XXI*. Educación Edit., Vigo, cap. 3, p. 23-26; http://webs.uvigo.es/educacion.editora/volumenes/Libro%201/C03.%20Santos.pdfd (disponível em 02/01/2008).

SANTOS, M. E. V. M. 2004. Dos códigos de Cidadania aos códigos do Movimento CTS. Fundamentos, Desafios e Contextos. *In*: MARTINS, I.; PAIXÃO, F. & VIEIRA, R. M. (org.). *Perspectivas Ciência-Tecnologia-Sociedade na Inovação da Educação em Ciência*. Departamento de Didática e Tecnologia Educativa, Universidade de Aveiro, p. 13-22.

SCHWANKE, C. & SILVA, M. A. J. 2004. Educação e Paleontologia. *In*: CARVALHO, I. S. (ed.). *Paleontologia*, 2ª ed., Editora Interciência, Rio de Janeiro, vol. 2, p. 66-84.

UNESCO 2005. Draft International implementation scheme for the United Nations Decade of Education for Sustainable Development (2005-2014). http://unesdoc.unesco.org/images/0014/001403/140372e.pdf (disponível em: 23/08/2007).

UNESCO 2008a. United Nations Decade of Education for Sustainable Development (2005-2014). http://portal.unesco.org/education/en/ev.php-URL_ID=27234&URL_DO=DO_TOPIC&URL_SECTION=201.html (disponível em 02/01/2008).

UNESCO 2008b. Global Network of National Geoparks. http://www.unesco.org/science/earth/geoparks/list.shtml (disponível em 02/01/2008).

UNESCO 2008c. United Nations Decade of Education for Sustainable Development (2005-2014). Vision & Definition of ESD.http://portal.unesco.org/education/en/ev.php-URL_ID=27279&URL_DO=DO_TOPIC&URL_SECTION=201.html (disponível em 02/01/2008).

UNESCO 2008d. United Nations Decade of Education for Sustainable Development (2005-2014). Education for Sustainable Development Information Brief; http://portal.unesco.org/education/en/files/30364/11035295513brief_on_ESD.pdf/brief%2Bon%2BESD.pdf (disponível em 04/01/2008).

VÁSQUEZ, Á.; ACEVEDO, J. A.; MANASSERO, M. A. & ACEVEDO, P. 2004. Hacía un consenso sobre la naturaleza de la ciencia en la enseñanza de las ciências. *In*: MARTINS, I.; PAIXÃO, F. & VIEIRA, R. M. (org.). *Perspectivas Ciência-Tecnologia-Sociedade na Inovação da Educação em Ciência*. Departamento de Didática e Tecnologia Educativa, Universidade de Aveiro, p. 129-132.

VILCHES, A.; GIL PÉREZ, D.; TOSCANO, J. C. & MACÍAS, O. 2007. Turismo sostenible. *OEI*; http://www.oei.es/decada/accion09.htm (disponível em 02/001/2008).

Índice Alfabético-Remissivo

A

B

C

D

E

F

G

H

I

J

K

L

M

N

O

P

Q

R

S

T

U

V

W

X

Y

Z

Autores

Alcina Magnólia Franca Barreto
Professora Associada da Universidade Federal de Pernambuco
Mestre e Doutora em Ciências. Paleontologia Estratigráfica
Universidade Federal de Pernambuco
Centro de Tecnologia – Laboratório de Paleontologia/ Departamento de Geologia
Rua Acadêmico Hélio Ramos s/nº – Cidade Universitária
50740-530 – Recife – PE
e-mail: alcinabarreto@ufpe.br

Alexandre Jonas Sant'Anna
Químico Industrial
Mestre em Geologia
Universidade Federal do Rio de Janeiro
LAFO – Laboratório de Palinofácies e Fácies Orgânica – Departamento de Geologia/IGEO/CCMN
Av. Athos da Silveira Ramos, 274 – Ilha do Fundão
21941-916 – Rio de Janeiro – RJ
E-mail: jonasantanna@yahoo.com.br

André Jasper
Professor Titular da UNIVATES
Mestre e Doutor em Geociências. Paleobotânica
Universidade do Vale do Taquari
UNIVATES – Setor de Botânica e Paleobotânica do Museu de Ciências Naturais da UNIVATES
Avenida Avelino Talini, 171 – Bairro Universitário
95900-000 – Lajeado – Rio Grande do Sul
E-mail: ajasper@univates.br

Antonio Carlos Sequeira Fernandes
Professor Associado da Universidade Federal do Rio de Janeiro
Mestre e Doutor em Geologia. Paleoinvertebrados
Museu Nacional – Departamento de Geologia e Paleontologia
Quinta da Boa Vista
20942-040 – Rio de Janeiro – RJ
E-mail: acsfernandes@pq.cnpq.br

Antonio Donizeti de Oliveira
Geólogo
Mestre em Geologia
Doutorando do Programa de Pós-Graduação em Geologia – UFRJ. Palinofácies
Universidade Federal do Rio de Janeiro
LAFO – Laboratório de Palinofácies e Fácies Orgânica – Departamento de Geologia/IGEO/CCMN
Av. Athos da Silveira Ramos, 274 – Ilha do Fundão
21941-916 – Rio de Janeiro – RJ
E-mail: donizeti@geologia.ufrj.br

Aristóteles de Moraes Rios-Netto
Professor Assistente da Universidade Federal do Rio de Janeiro
Mestre em Geologia. Micropaleontologia
Universidade Federal do Rio de Janeiro
CCMN/Instituto de Geociências – Departamento de Geologia
Cidade Universitária – Ilha do Fundão
21949-900 – Rio de Janeiro – RJ
E-mail: rios.netto@geologia.ufrj.br

Ausenda Cáceres Balbino
Professora Catedrática da Universidade de Évora
Doutora em Geologia. Paleontologia dos Vertebrados
Universidade de Évora – Departamento de Geociências
Apartado 94-7000 – Évora – Portugal
Centro de Investigação em Ciências e Engenharia Geológica – FCT/UNL da Universidade Nova de Lisboa – Quinta da Torre – 2825-114
E-mail: acaceres@uevora.pt

Cesar Leandro Schultz
Professor Associado da Universidade Federal do Rio Grande do Sul
Mestre em Geociências e Doutor em Ciências. Paleontologia de Vertebrados
Universidade Federal do Rio Grande do Sul
Instituto de Geociências – Departamento de Paleontologia e Estratigrafia
Caixa Postal 15.001
91540-000 – Porto Alegre – RS
E-mail: cesar.schultz@ufrgs.br

Cibele Schwanke
Professora e Coordenadora de Extensão do Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia do Rio Grande do Sul
Mestre em Geociências e Doutora em Ciências. Paleovertebrados
Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia do Rio Grande do Sul – Campus Porto Alegre
Rua Ramiro Barcelos, 2.777 – Santana
90035-007 – Porto Alegre – RS
E-mail: cibele.schwanke@poa.ifrs.edu.br

Cleber Pereira Calça
Biólogo
Universidade de São Paulo – Instituto de Geociências
Rua do Lago, 562
05508-080 – São Paulo – SP
E-mail: atabike@yahoo.com.br

Cristina Bertoni-Machado
Pesquisadora FAPESB
Mestre e Doutora em Geociências. Tafonomia de Vertebrados
Universidade Federal da Bahia
Grupo de Estudos de Paleovertebrados – Instituto de Geociências
Rua Barão de Jeremoabo, s/nº – Campus Universitário de Ondina
40170-115 – Salvador – BA
E-mail: cristina.bertoni@gmail.com

Débora de Almeida Azevedo
Professora Associada da Universidade Federal do Rio de Janeiro
Mestre e Doutora em Ciências. Química Orgânica
Universidade Federal do Rio de Janeiro
CCMN/Instituto de Química – Departamento de Química Orgânica
Cidade Universitária – Ilha do Fundão
21941-909 – Rio de Janeiro – RJ
E-mail: debora@iq.ufrj.br

Dermeval Aparecido do Carmo
Professor Associado da Universidade de Brasília
Mestre em Geociências e Doutor em Ciências. Micropaleontologia
Universidade de Brasília
Instituto de Geociências – Laboratório de Micropaleontologia
Caixa Postal 04465
70919-970 – Brasília – DF
E-mail: derme@unb.br

Domenica Diniz dos Santos
Bióloga
Paleovertebrados
Museu Nacional – Setor de Paleovertebrados – DGP
Quinta da Boa Vista – São Cristóvão
20940-040 – Rio de Janeiro – RJ
E-mail: domenicasantos@gmail.com

Etiene Fabbrin Pires
Professora Adjunta da Universidade Federal do Tocantins
Mestre e Doutora em Geociências. Paleobotânica
Universidade Federal do Tocantins
Curso de Ciências Biológicas
Campus de Porto Nacional
Rua 07 – Quadra 15 – Jardim dos Ipês
77500-000 – Porto Nacional – Tocantins
E-mail: etienefabbrin@uft.edu.br

Fernando Correia
Docente convidado da Universidade de Évora e Instituto Piaget
Mestre em Biologia (Ecologia Terrestre)
Ilustrador Científico Profissional
Apartado 10
3051-903 Pampilhosa. Portugal
www.efecorreia-artstudio.com
E-mail: fjorgescorreia@sapo.pt; fjscorreia@mail.telepac.pt

Francisco J. de Figueiredo
Professor Adjunto da Universidade do Estado do Rio de Janeiro
Mestre e Doutor em Zoologia. Paleovertebrados
Universidade do Estado do Rio de Janeiro
Instituto de Biologia Roberto Alcântara Gomes – Departamento de Zoologia
Rua São Francisco Xavier, 524 – Maracanã
20559-900 – Rio de Janeiro – RJ
E-mail: fjfig@globo.com

Fresia Ricardi-Branco
Professora e Doutora da Universidade Estadual de Campinas – UNICAMP
Mestre e Doutora em Geologia. Paleobotânica
Universidade Estadual de Campinas
Instituto de Geociências – Departamento de Geologia e Recursos Naturais – Cidade Universitária Zeferino Vaz
Caixa Postal 6152
13083-970 – Campinas – SP
E-mail: fresia@ige.unicamp.br

Ismar de Souza Carvalho
Professor Associado da Universidade Federal do Rio de Janeiro
Mestre e Doutor em Geologia. Paleoecologia
Universidade Federal do Rio de Janeiro
CCMN – Instituto de Geociências – Departamento de Geologia
Cidade Universitária – Ilha do Fundão
21949-900 – Rio de Janeiro – RJ
E-mail: ismar@geologia.ufrj.br

Jaqueline Torres de Souza
Bióloga
Universidade Federal do Rio de Janeiro
LAFO – Laboratório de Palinofácies e Fácies Orgânica
Departamento de Geologia/IGEO/CCMN
Av. Athos da Silveira Ramos, 274 – Ilha do Fundão
21941-916 – Rio de Janeiro – RJ
E-mail: jaqueline.torresouza@bol.com.br

Joalice de Oliveira Mendonça
Pesquisadora
Doutora em Botânica Sistemática. Geoquímica Orgânica
Universidade Federal do Rio de Janeiro
LAFO – Laboratório de Palinofácies e Fácies Orgânica
Departamento de Geologia/IGEO/CCMN
Av. Athos da Silveira Ramos, 274 – Ilha do Fundão
21941-916 – Rio de Janeiro – RJ
E-mail: joalice@geologia.ufrj.br

João Graciano Mendonça Filho
Professor Adjunto da Universidade Federal do Rio de Janeiro
Mestre em Geoquímica Orgânica e Doutor em Faciologia Orgânica
Universidade Federal do Rio de Janeiro
LAFO – Laboratório de Palinofácies e Fácies Orgânica
Departamento de Geologia/IGEO/CCMN
Av. Athos da Silveira Ramos, 274 – Ilha do Fundão
21941-916 – Rio de Janeiro – RJ
E-mail: graciano@geologia.ufrj.br

Jorge Oyakawa
Biólogo
Universidade de São Paulo – Instituto de Geociências
Rua do Lago, 562
05508-080 – São Paulo – SP
E-mail: oyakawa@ig.com.br

José Augusto Costa de Almeida
Professor Adjunto da Universidade Federal da Paraíba
Mestre e Doutor em Geociências. Paleoinvertebrados
Universidade Federal da Paraíba
Centro de Ciências Exatas e da Natureza – Departamento de Geociências – Campus 1
58059-900 – João Pessoa – PB
E-mail: paleoprofessor@gmail.com

Luciana Barbosa de Carvalho
Professora Assistente do Centro Universitário da Cidade
Bióloga do Museu Nacional
Mestre e Doutora em Zoologia. Paleovertebrados
Museu Nacional – Setor de Paleovertebrados – DGP
Quinta da Boa Vista – São Cristóvão
20940-040 – Rio de Janeiro – RJ
E-mail: lucbc@acd.ufrj.br

Luiz Eduardo Anelli
Professor Doutor da Universidade de São Paulo
Mestre e Doutor em Geologia Sedimentar e Paleontologia. Invertebrados fósseis e tafonomia
Universidade de São Paulo
Instituto de Geociências
Rua do Lago, 562
05508-080 – São Paulo – SP
E-mail: anelli@usp.br

Manuel Alfredo Medeiros
Professor Associado da Universidade Federal do Maranhão
Mestre em Ciências Biológicas e Doutor em Ciências. Paleovertebrados
Universidade Federal do Maranhão
Departamento de Biologia – Campus do Bacanga
Avenida dos Portugueses, s/nº
65080-040 – São Luís – MA
E-mail: alf@ufma.br

Marcelo de Araujo Carvalho
Professor Adjunto da Universidade Federal do Rio de Janeiro
Mestre em Geologia e Doutor em Geociências. Palinologia
Museu Nacional – Departamento de Geologia e Paleontologia
Quinta da Boa Vista
20942-040 – Rio de Janeiro – RJ
E-mail: mcarvalho@mn.ufrj.br

Marcello Guimarães Simões
Professor Adjunto da Universidade Estadual Paulista
Doutor em Geologia. Paleoinvertebrados, Tafonomia e Paleoecologia
Universidade Estadual Paulista
Campus Botucatu – Instituto de Biociências – Departamento de Zoologia
Av. Rubião Jr.
Caixa Postal 510
18618-000 – Botucatu – SP
E-mail: btsimoes@ibb.unesp.br

Margot Guerra Sommer
Pesquisadora CNPq. Docente/Orientadora do Programa de Pós-Graduação em Geociências Paleobotânica da Universidade Federal do Rio Grande do Sul
Mestre e Doutora em Geociências
Instituto de Geociências – Universidade Federal do Rio Grande do Sul – Departamento de Paleontologia e Estratigrafia
Av. Bento Gonçalves, 9.500
Campus do Vale, Agronomia
91501-970 – Porto Alegre – RS
E-mail: margot.sommer@ufrgs.br

Maria Aparecida de Carvalho
Pesquisadora da Universidade Federal do Rio de Janeiro
Mestre em Química. Química Orgânica
Universidade Federal do Rio de Janeiro
Escola Politécnica – Bloco D – LAB 119 – LEMA
21910-200 – Cidade Universitária – Ilha do Fundão – Rio de Janeiro – RJ
E-mail: cida@poli.ufrj.br

Maria Dolores Wanderley
Professora Adjunta da Universidade Federal do Rio de Janeiro
Mestre e Doutora em Geologia. Micropaleontologia
Universidade Federal do Rio de Janeiro
CCMN/Instituto de Geociências – Departamento de Geologia
Cidade Universitária – Ilha do Fundão
21949-900 – Rio de Janeiro – RJ
E-mail: dolores@geologia.ufrj.br

Maria Eduarda de Castro Leal
Mestre em Geologia. Paleoictiologia
Universidade do Estado do Rio de Janeiro
Instituto de Biologia Roberto Alcântara Gomes – Departamento de Zoologia
Rua São Francisco Xavier, 524
20559-900 – Rio de Janeiro – RJ
E-mail: mecl@centroin.com.br

Maria Helena Paiva Henriques
Professora da Universidade de Coimbra
Mestre, Doutora e Agregada em Paleontologia da Universidade de Coimbra, Portugal
Universidade de Coimbra
Departamento de Ciências da Terra da Faculdade de Ciências e Tecnologia
Largo Marquês de Pombal
3000-272 – Coimbra – Portugal
E-mail: hhenriq@dct.uc.pt

Maria Somália Sales Viana
Professora Adjunta da Universidade Estadual Vale do Acaraú
Mestre em Geologia e Doutora em Ciências. Paleoecologia
Universidade Vale do Acaraú
Av. da Universidade, 850 – Campus da Betânia
62040-370 – Sobral – CE
E-mail: somalia_viana@hotmail.com

Marina Bento Soares
Professora Adjunta da Universidade Federal do Rio Grande do Sul
Mestre em Geociências e Doutora em Ciências. Paleovertebrados e Tafonomia
Universidade Federal do Rio Grande do Sul
Instituto de Geociências – Departamento de Paleontologia e Estratigrafia
Av. Bento Gonçalves, 9.500 – Prédio 43113
Campus do Vale – Agronomia
Caixa Postal 15.001
91501-970 – Porto Alegre – RS
E-mail: marinasoares@ufrgs.br

Michael Holz
Professor Associado da Universidade Federal da Bahia
Mestre e Doutor em Geociências. Pesquisador 1 do CNPq. Estratigrafia
Universidade Federal da Bahia
Instituto de Geociências
Rua Barão de Jeremoabo, s/nº – Campus Universitário de Ondina
40170-115 – Salvador – BA
E-mail: michael@cpgg.ufba.br

Michelly Amorim da Silva
Graduada em Direito
Especialista em Direito Processual Penal
E-mail: michelly.amorim@gmail.com

Miguel Carlos Ferreira Telles Antunes
Professor Catedrático da Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade Nova de Lisboa
Doutor em Ciências Geológicas. Estratigrafia, Paleontologia dos Vertebrados
Academia das Ciências de Lisboa, onde é Diretor do Museu Maynense
European Academy of Sciences, Arts and Humanities, Paris
Centro de Investigação em Ciência e em Engenharia Geológica da Universidade Nova de Lisboa
Academia das Ciências de Lisboa
Rua da Academia das Ciências, 19
Apartado 1249-122 – Lisboa – Portugal
E-mail: migueltellesantunes@gmail.com

Mirian do Amaral Jonis Silva
Professora Adjunta da Universidade Federal do Espírito Santo
Mestre em Educação e Doutora em Ciências Humanas. Educação
Universidade Federal do Espírito Santo
Avenida Fernando Ferrari, 514 – Goiabeiras
29075-910 – Vitória – ES
E-mail: mirianjonis@yahoo.com.br

Narendra Kumar Srivastava
Professor Adjunto da Universidade Federal do Rio Grande do Norte
Doutor em Geologia. Estratigrafia e Estromatólitos
Universidade Federal do Rio Grande do Norte
Departamento de Geologia – Campus Universitário
59072-900 – Natal – RN
E-mail: narendra@geologia.ufrn.br

Paulo Cesar Boggiani
Professor Doutor da Universidade de São Paulo
Mestre e Doutor em Geologia Sedimentar. Sedimentação Carbonática
Universidade de São Paulo
Instituto de Geociências
Rua do Lago, 562 – Butantã
05508-080 – São Paulo – SP
E-mail: boggiani@usp.br

Paulo Marques Brito
Professor Adjunto da Universidade do Estado do Rio de Janeiro
Mestre em Geologia e Doutor em Paleontologia. Paleoictiologia
Universidade do Estado do Rio de Janeiro
Instituto de Biologia Roberto Alcântara Gomes – Departamento de Zoologia
Rua São Francisco Xavier, 524
20559-900 – Rio de Janeiro – RJ
E-mail: pbritopaleo@yahoo.com.br

Pedro Henrique Nobre
Professor da Universidade Federal de Juiz de Fora
Mestre e Doutor em Geologia. Paleontologia de Vertebrados
Universidade Federal de Juiz de Fora
Departamento de Ciências Naturais
Colégio de Aplicação João XXIII
Rua Visconde de Mauá, 300 – Santa Helena
36015-260 – Juiz de Fora – MG
E-mail: pedro.nobre@ufjf.edu.br

René Rodrigues
Professor Adjunto da Universidade do Estado do Rio de Janeiro
Doutor em Geociências. Geoquímica Orgânica e Estratigrafia Química
Universidade do Estado do Rio de Janeiro
Rua São Francisco Xavier 524 – Maracanã
20559-900 – Rio de Janeiro – RJ
E-mail: rene@uerj.br

Ricardo Pereira
Pesquisador em Paleontologia e Geoquímica Orgânica
Mestre e Doutor em Geologia
Universidade Federal do Rio de Janeiro
CCMN/Instituto de Química – Laboratório de Geoquímica Orgânica Molecular e Ambiental
Cidade Universitária – Ilha do Fundão
21941-909 – Rio de Janeiro – RJ
E-mail: ricardo.geologia@uol.com.br

Rita de Cassia Tardin Cassab
Pesquisadora em Ciências Exatas e da Natureza do Museu de Ciências da Terra/DNPM
Mestre e Doutora em Geologia. Paleoinvertebrados
Setor de Paleontologia – DNPM/RJ
Av. Pasteur, 404
22290-240 – Rio de Janeiro – RJ
E-mail: rcassab@gmail.com

Roberto Iannuzzi
Professor Associado da Universidade Federal do Rio Grande do Sul
Mestre em Geologia e Doutor em Ciências. Paleobotânica
Universidade Federal do Rio Grande do Sul
Instituto de Geociências
Av. Bento Gonçalves, 9.500 – Prédio 43113
Campus do Vale – Agronomia
Caixa Postal 15.001
91501-970 – Porto Alegre – RS
E-mail: roberto.iannuzzi@ufrgs.br

Rodrigo Miloni Santucci
Professor Adjunto da Universidade de Brasília
Mestre e Doutor em Geociências. Paleontologia de Vertebrados
Universidade de Brasília
Faculdade UnB Planaltina – FUP – Área Universitária nº 1
Vila Nossa Senhora de Fátima
73300-000 – Planaltina – Brasília – DF
E-mail: rodrigoms@unb.br

Rosemarie Rohn
Professora Assistente Doutora da Universidade Estadual Paulista
Mestre e Doutora em Geociências. Bioestratigrafia e Paleobotânica
Universidade Estadual Paulista
Instituto de Geociências e Ciências Exatas – Departamento de Geologia Aplicada
Campus Bela Vista
Av. 24A, 1.515
13506-900 – Rio Claro – SP
E-mail: rohn@rc.unesp.br

Sabrina Coelho Rodrigues
Professora Adjunta da Universidade Federal de Uberlândia
Mestre e Doutora em Ciências. Tafonomia
Universidade Federal de Uberlândia
Faculdade de Ciências Integradas do Pontal – FACIP
Av. José João Dib, 2545 – Progresso
38302-000 – Ituiutaba – MG
E-mail: scrodrigues@pontal.ufu.br

Sergio Alex Kugland de Azevedo
Professor Associado da Universidade Federal do Rio de Janeiro
Mestre e Doutor em Geociências. Paleovertebrados
Setor de Paleovertebrados – DGP – Museu Nacional
Quinta da Boa Vista – São Cristóvão
20940-040 – Rio de Janeiro – RJ
E-mail: sazevedo@mn.ufrj.br

Silvia Silva Cruciol Figueiredo
Odontóloga
Universidade de São Paulo
Instituto de Geociências
Rua do Lago, 562
05508-080 – São Paulo – SP
E-mail: bergson.mf@uol.com.br

Taíssa Rêgo Menezes
Geóloga
Mestre em Palinofácies e Fácies Orgânica
Petrobras/Centro de Pesquisas e Desenvolvimento Leopoldo A. Miguez de Mello (CENPES)
Gerência de Geoquímica
Avenida Horácio Macedo, 950 – Ilha do Fundão
21941-915 – Rio de Janeiro – RJ
E-mail: taissamenezes@petrobras.com.br

Tânia Lindner Dutra
Professora Titular da Universidade do Vale do Rio dos Sinos
Mestre e Doutora em Geociências. Paleobotânica
Universidade do Vale do Rio dos Sinos – UNISINOS – Programa de Pós-Graduação em Geologia
Centro de Ciências Exatas e Tecnológicas
93022-000 – São Leopoldo – RS
E-mail: tdutra@unisinos.br; dutratl@gmail.com

Thomas R. Fairchild
Professor Doutor da Universidade de São Paulo
Doutor em Paleontologia. Paleobiologia de Pré-Cambriano
Universidade de São Paulo
Instituto de Geociências – Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental
Rua do Lago, 562 – Butantã
05508-080 – São Paulo – SP
E-mail: trfairch@hotmail.com; trfairch@usp.br

Valéria Gallo da Silva
Professora Adjunta da Universidade do Estado do Rio de Janeiro
Mestre e Doutora em Geologia. Paleovertebrados
Universidade do Estado do Rio de Janeiro
Instituto de Biologia Roberto Alcântara Gomes – Departamento de Zoologia – Laboratório de Sistemática e Biogeografia
Rua São Francisco Xavier, 524 – Maracanã
20559-900 – Rio de Janeiro – RJ
E-mail: gallo@uerj.br; galloval@gmail.com

Volumes

1	2	3
Conceitos Métodos	Paleoinvertebrados Microfósseis	Paleovertebrados Paleobotânica

Desde o surgimento da vida na Terra, as adaptações, as transformações e as inovações demonstradas pelos organismos evidenciam-nos fenômenos e uma temporalidade que em muito transcende a dimensão da existência humana, marcada pelos surgimento e desaparecimento de continentes, bem como catástrofes ecológicas que levaram à extinção incontáveis espécies animais e vegetais. A presente edição do livro **Paleontologia** apresenta os diversos grupos que existiram nos últimos 3,8 bilhões de anos, além dos contextos geológico e paleobiológico em que se inseriam.

PALEONTOLOGIA (3ª edição) encontra-se dividido em três volumes. O primeiro abrange os conceitos e métodos para o estudo dos fósseis. No segundo volume encontram-se aspectos relativos aos Paleoinvertebrados e Microfósseis. Já o terceiro volume apresenta os Paleovertebrados e a Paleobotânica.

Este livro conta-nos a instigante história geológica da vida. Trata-se de uma obra destinada a todos aqueles que desejam ampliar seus conhecimentos sobre a diversidade e as transformações pela qual passou o mundo orgânico no decurso do tempo profundo.

ISBN 978-85-7193-224-1